



# Geomorfología

Mateo Gutiérrez Elorza

PEARSON  
Prentice  
Hall





## **IMPORTANTE!**

Este material foi disponibilizado EXCLUSIVAMENTE para uso pessoal e não comercial. Caso seja utilizado parte dele cite a fonte com a sua devida referência.

Veja outras publicações em:

<http://geografiaacademicadownload.blogspot.com.br/>

Curta nossa página no Facebook para receber as atualizações

<https://www.facebook.com/geografiaacademica>

Siga-nos no Twitter

<https://twitter.com/GeoAcademica>











# GEOMORFOLOGÍA









---

# GEOMORFOLOGÍA

---

**Mateo Gutiérrez Elorza**

*Universidad de Zaragoza*



Madrid • México • Santafé de Bogotá • Buenos Aires • Caracas • Lima • Montevideo  
San Juan • San José • Santiago • São Paulo • White Plains

**GEOMORFOLOGÍA**

Mateo Gutiérrez Elorza

PEARSON EDUCACIÓN, S. A., Madrid, 2008

ISBN: 978-84-8322-389-5

Materia: Geomorfología, 551.4

Formato: 210 × 270

Páginas: 920

Todos los derechos reservados.

Queda prohibida, salvo excepción prevista en la ley, cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública y transformación de esta obra sin contar con autorización de los titulares de propiedad intelectual. La infracción de los derechos mencionados puede ser constitutiva de delito contra la propiedad intelectual (*arts. 270 y sgts. Código Penal*).

**DERECHOS RESERVADOS**

© 2008, PEARSON EDUCACIÓN, S.A.

Ribera del Loira, 28

28042 Madrid (España)

**GEOMORFOLOGÍA**

Mateo Gutiérrez Elorza

ISBN: 978-84-8322-389-5

Depósito Legal: M-

PRENTICE HALL es un sello editorial autorizado de PEARSON EDUCACIÓN, S.A.

**Equipo editorial:**

Editor: Miguel Martín-Romo

Técnico editorial: Marta Caicoya

**Equipo de producción:**

Director: José A. Clares

Técnico: José A. Hernán

**Diseño de cubierta:** Equipo de diseño de Pearson Educación, S.A.

Composición: COPIBOOK, S.L.

Impreso por:

IMPRESO EN ESPAÑA - PRINTED IN SPAIN



**Nota sobre enlaces a páginas web ajenas:** Este libro puede incluir enlaces a sitios web gestionados por terceros y ajenos a PEARSON EDUCACIÓN, S.A. que se incluyen sólo con finalidad informativa. PEARSON EDUCACIÓN, S.A. no asume ningún tipo de responsabilidad por los daños y perjuicios derivados del uso de los datos personales que pueda hacer un tercero encargado del mantenimiento de las páginas web ajenas a PEARSON EDUCACIÓN, S.A. y del funcionamiento, accesibilidad o mantenimiento de los sitios web no gestionados por PEARSON EDUCACIÓN, S.A. Las referencias se proporcionan en el estado en que se encuentran en el momento de publicación sin garantías, expresas o implícitas, sobre la información que se proporcione en ellas.

*A mis nietos*





# Contenido

<b>Prefacio</b> .....	<b>XIX</b>
-----------------------	------------

<b>1 Geomorfología</b> .....	<b>1</b>
1.1. Introducción .....	2
1.2. Historia de la Geomorfología .....	2
1.2.1. La Geomorfología anterior al siglo xx .....	2
1.2.2. Los modelos de evolución del relieve .....	4
1.2.3. La Geomorfología en la primera mitad del siglo xx .....	7
1.2.4. Geomorfología de procesos .....	9
1.2.5. Reconstrucción de la historia geomorfológica: geocronología .....	10
1.3. Sistemas geomorfológicos .....	10
1.4. Conceptos geomorfológicos .....	11
1.5. Escalas espaciales y temporales .....	14
1.6. Geomorfología aplicada .....	16
1.7. Estructura de la Geomorfología .....	17

<b>2 Geomorfología Estructural</b> .....	<b>19</b>
2.1. Introducción .....	20
2.2. Estructura interna de la Tierra .....	20
2.3. Composición de la Tierra .....	21
2.4. Litósfera y Astenosfera .....	22
2.5. Isostasia .....	23
2.6. Precursores de la tectónica global .....	23
2.7. Tectónica de placas .....	27
2.8. Modelados estructurales .....	30
2.9. Modelados pseudoestructurales .....	43

<b>3</b>	<b>Geomorfología Tectónica</b>	47
3.1.	Introducción	48
3.2.	Marcadores geomorfológicos	50
3.2.1.	Marcadores geomorfológicos planares	50
3.2.2.	Marcadores geomorfológicos lineales	51
3.3.	Métodos de datación	52
3.3.1.	Métodos de datación relativa	53
3.3.2.	Métodos de datación absoluta	54
3.4.	Técnicas en Geomorfología tectónica	55
3.4.1.	Cartografía de las regiones paleosísmicas	55
3.4.2.	Cartografía de la estratigrafía paleosísmica	56
3.4.3.	Técnicas geofísicas en paleosismología	56
3.4.4.	Técnicas arqueológicas	58
3.4.5.	Técnicas geodésicas	58
3.4.6.	Otras técnicas	60
3.5.	Deformación de las formas del relieve	61
3.5.1.	Índices geomorfológicos de actividad tectónica	61
3.5.2.	El sistema fluvial y la Geomorfología Tectónica	63
3.5.2.1.	<i>Levantamientos, subsidencia y terremotos en los sistemas fluviales</i>	65
3.5.2.2.	<i>Deformaciones en depósitos coluviales y fluviales</i>	66
3.5.2.3.	<i>Deformaciones en ambientes litorales y lacustres</i>	71
3.6.	Riesgo sísmico	74
3.7.	Prevención, mitigación y alerta.	81
3.8.	Terremotos producidos por el hombre	82

<b>4</b>	<b>Volcanes</b>	85
4.1.	Introducción.	86
4.2.	Tectónica de placas y volcanismo	87
4.3.	El magma y la actividad volcánica	91
4.4.	Tipos de actividad volcánica	92
4.5.	Principales tipos de erupciones volcánicas	93
4.5.1.	Erupciones islándicas	93
4.5.2.	Erupciones hawaianas	93
4.5.3.	Erupciones estrombolianas	94
4.5.4.	Erupciones vulcanianas	95
4.5.5.	Erupciones vesubianas	95
4.5.6.	Erupciones peleanas	95
4.5.7.	Erupciones plinianas	97
4.6.	Nubes ardientes y flujos piroclásticos	97
4.7.	Erupciones hidrovolcánicas	98
4.7.1.	Erupciones subacuáticas	98
4.7.2.	Erupciones freáticas	98
4.7.3.	Erupciones subglaciares	99

4.8.	Avalanchas de rocas y lahares	100
4.9.	Erupciones gaseosas e hidrotermales	101
4.10.	Coladas de lava	102
4.10.1.	Coladas basálticas	103
4.10.2.	Coladas de lavas ácidas	108
4.11.	Piroclastos	109
4.11.1.	Depósitos piroclásticos de caída	109
4.11.2.	Oleadas piroclásticas	110
4.11.3.	Coladas piroclásticas	111
4.12.	Morfología de los volcanes	111
4.12.1.	Volcanes de lava básica.	111
4.12.2.	Volcanes de lava ácida	112
4.13.	Conos de piroclastos	113
4.14.	Estratovolcanes	114
4.15.	Calderas	115
4.16.	Formas volcánicas resultantes de la erosión	117
4.17.	Riesgo volcánico y predicción	119

## 5 Meteorización y formas resultantes 127

5.1.	Introducción	128
5.2.	Tipos y procesos de meteorización	130
5.2.1.	Meteorización física	131
5.2.1.1.	<i>Lajamiento</i>	131
5.2.1.2.	<i>Crioclastia</i>	132
5.2.1.3.	<i>Termoclastismo</i>	133
5.2.1.4.	<i>Hidroclastismo</i>	134
5.2.1.5.	<i>Haloclastismo</i>	135
5.2.1.5.1.	Influencia del clima	136
5.2.1.5.2.	Las rocas afectadas	136
5.2.1.5.3.	Las sales: tipos, procedencia y zonas de concentración	137
5.2.1.5.4.	Procesos físico-químicos	138
5.2.2.	Meteorización biológica	139
5.2.3.	Meteorización química	142
5.2.3.1.	<i>Meteorización de los silicatos</i>	142
5.2.3.2.	<i>Grados y productos de meteorización</i>	144
5.2.3.3.	<i>El perfil de meteorización</i>	146
5.2.3.4.	<i>Profundidad de meteorización</i>	147
5.2.3.5.	<i>Zonas de meteorización</i>	149
5.2.3.6.	<i>Velocidades de meteorización</i>	150
5.3.	Formas resultantes de la meteorización	152
5.4.	Aspectos prácticos de la meteorización	157
5.4.1.	Procesos y productos de alteración	157
5.4.2.	Yacimientos minerales supergénicos y placeres	161
5.4.3.	Características del regolito. Algunas implicaciones en Ingeniería Geológica	164
5.4.4.	La alteración de los monumentos	166
5.4.4.1.	<i>Alteración de las areniscas en diferentes ambientes climáticos</i>	167



## 6 Geomorfología Kárstica ..... 175

6.1. Introducción .....	176
6.2. Disolución de los carbonatos .....	178
6.3. Características superficiales de las calizas: karren o lapiaz .....	181
6.4. Dolinas .....	184
6.4.1. Dolinas de disolución .....	188
6.4.2. Dolinas de colapso .....	190
6.5. Poljes .....	193
6.6. Valles y fuentes kársticos .....	196
6.7. Endokarst .....	201
6.7.1. Factores principales en la formación de cavidades .....	202
6.7.1.1. Tipo y estructura de las calizas .....	202
6.7.1.2. Tipo y cantidad de flujo de agua .....	202
6.7.1.3. Factores fisiográficos y climáticos .....	203
6.7.2. Algunos tipos de cuevas. ....	204
6.8. Depósitos de las cavidades. ....	204
6.9. Tipos de karst e influencia del clima .....	209
6.10. Karst de evaporitas .....	214
6.10.1. Disolución de las evaporitas .....	215
6.10.2. Modelado kárstico desarrollado en evaporitas .....	215
6.11. Riesgos kársticos, aplicaciones y usos .....	220

## 7 Laderas y movimiento de masas ..... 229

7.1. Introducción .....	230
7.2. Forma de las laderas .....	232
7.3. Tipos de movimientos de masa .....	233
7.3.1. Desprendimientos, caídas de rocas ( <i>falls, rockfalls</i> ) .....	236
7.3.2. Vuelcos ( <i>topples</i> ) .....	237
7.3.3. Deslizamientos .....	237
7.3.3.1. Deslizamientos rotacionales ( <i>slumps</i> ) .....	238
7.3.3.2. Deslizamientos traslacionales .....	240
7.3.4. Extensiones laterales ( <i>lateral spreading</i> ). ....	244
7.3.4.1. Extensiones laterales en rocas .....	244
7.3.4.2. Extensiones laterales en suelos y detritos .....	245
7.3.4.3. <i>Sackung</i> .....	245
7.3.5. Flujos .....	247
7.3.6. Movimientos de masa complejos .....	249
7.3.6.1. Avalanchas de rocas .....	249
7.3.6.2. Flujos deslizantes ( <i>flow slides</i> ) .....	250
7.3.6.3. Grandes deslizamientos gravitacionales .....	252

7.4. Factores que inciden en los movimientos en masa. ....	254
7.5. Riesgo de deslizamiento. Casos históricos ....	263
7.6. Predicción y mitigación de los deslizamientos. ....	270

## 8 Geomorfología Fluvial I ..... 275

8.1. Introducción .....	276
8.2. Breve historia de la Geomorfología fluvial .....	277
8.3. El sistema fluvial. Concepto de hidrosistema .....	277
8.4. Morfometría de una cuenca fluvial .....	279
8.5. Hidráulica del flujo fluvial .....	282
8.6. Transporte de sedimentos. ....	286
8.7. Erosión fluvial .....	288
8.8. Perfil longitudinal. Nivel de base. Capturas .....	291
8.9. Sistemas de canales fluviales .....	292
8.10. Canales fluviales y su estabilidad .....	295
8.11. Metamorfosis de los ríos .....	299

## 9 Geomorfología Fluvial II ..... 303

9.1. Sedimentación fluvial .....	304
9.2. Llanuras de inundación .....	304
9.3. Abanicos Aluviales .....	306
9.3.1. Definición, antecedentes y terminología .....	306
9.3.2. Morfología de los abanicos aluviales .....	309
9.3.3. Factores que influyen en el desarrollo de los abanicos .....	311
9.3.4. Procesos sedimentarios .....	314
9.3.4.1. Los procesos de alimentación .....	314
9.3.4.2. Los procesos de remodelación .....	316
9.3.5. Dinámica y evolución de los abanicos aluviales .....	316
9.4. Terrazas fluviales .....	319
9.5. Inundaciones .....	326
9.5.1. Introducción .....	326
9.5.2. Tipos de inundaciones .....	327
9.5.3. Causas y factores que intensifican las inundaciones .....	327
9.5.4. Magnitud y frecuencia de las inundaciones .....	330
9.5.5. Cartografía de áreas con riesgo de inundación .....	332
9.5.6. Paleohidrología .....	333
9.6. Riesgo de inundaciones .....	335
9.6.1. Riesgo de inundaciones en España .....	340
9.6.2. Dos inundaciones catastróficas: Barranco de Arás (Huesca, 1996) y la Riada del Júcar (Valencia, 1982) .....	343
9.7. Prevención y mitigación de las inundaciones .....	348



# 10 Geomorfología Eólica ..... 353

10.1.	Procesos eólicos y formas erosivas	354
10.2.	Características y procedencia de las partículas eólicas	355
10.3.	Movilidad de las partículas por el viento	356
10.4.	Tipos de transporte eólico	356
10.5.	Ripples	358
10.6.	Erosión eólica y formas resultantes	360
10.6.1.	Ventifactos	360
10.6.2.	Yardangs	361
10.6.3.	Cuencas de deflación	363
10.7.	Acumulaciones eólicas	365
10.8.	Factores que afectan al desarrollo de los ergs	367
10.9.	Procesos dominantes en las dunas	369
10.10.	Clasificación de las dunas	372
10.10.1.	Dunas transversales	372
10.10.2.	Dunas lineales	374
10.10.3.	Dunas piramidales y reticuladas	376
10.10.4.	Mantos de arena y zibars	377
10.10.5.	Dunas obstaculizadas por vegetación	378
10.10.6.	Dunas obstaculizadas por la topografía	382
10.11.	Polvo desértico	383
10.11.1.	Características generales	383
10.11.2.	Área madre y procesos generadores	384
10.11.3.	Movilización, transporte y sedimentación	385
10.11.4.	Implicaciones geomorfológicas	386
10.11.5.	Loess	387
10.12.	Riesgo eólico: problemática y control	388

# 11 Geomorfología Litoral ..... 395

11.1.	Introducción	396
11.2.	Breve historia de la Geomorfología Litoral	396
11.3.	Escalas espaciales y temporales	397
11.4.	Variaciones de nivel del mar	397
11.4.1.	Causas del cambio de nivel del mar	398
11.4.2.	Cambios eustáticos holocenos y predicciones futuras	399
11.5.	Olas, corrientes y mareas	400
11.6.	Costas acantiladas y plataformas rocosas	404
11.7.	Costas de arrecifes coralinos	410
11.8.	Playas, barreras y flechas	412
11.9.	Dunas litorales	415
11.10.	Llanuras de lodo, marismas y manglares	417
11.11.	Estuarios y deltas	418
11.12.	Usos, gestión y riesgos de los ambientes litorales	423



## 12 Geomorfología Climática ..... 435

12.1. Introducción .....	436
12.2. Los comienzos de la Geomorfología Climática .....	437
12.3. La estructuración de la Geomorfología Climática .....	438
12.4. El desarrollo de la Geomorfología Climática .....	439
12.5. Aplicaciones y tendencias futuras .....	441
12.6. Geomorfología Climática: procesos y diferenciaciones morfoclimáticas .....	441
12.7. El concepto de zonalidad en Geomorfología Climática .....	446
12.8. Las principales zonas morfoclimáticas .....	447

## 13 Geomorfología Glaciar I ..... 451

13.1. Los glaciares .....	452
13.1.1. Introducción .....	452
13.1.2. Extensión actual y antigua de los glaciares .....	452
13.1.3. Balance de masas en los glaciares: acumulación y ablación .....	453
13.1.4. Transformación de nieve en hielo .....	455
13.1.5. Clasificación de los glaciares .....	456
13.1.5.1. <i>Clasificación térmica</i> .....	456
13.1.5.2. <i>Clasificación morfológica</i> .....	456
13.1.6. Movimiento de los glaciares .....	461
13.1.7. Estructuras de los glaciares .....	463
13.2. Erosión glaciar .....	466
13.2.1. Procesos erosivos .....	466
13.2.1.1. <i>Tipos de procesos</i> .....	467
13.2.1.1.1. Abrasión .....	467
13.2.1.1.2. Fracturación .....	468
13.2.1.1.3. Evacuación de detritos. ....	469
13.2.2. Modelado de erosión glaciar .....	469
13.2.2.1. <i>Estrías, acanaladuras y pulido glaciar</i> .....	470
13.2.2.2. <i>Hendiduras de fricción y formas P</i> .....	471
13.2.2.3. <i>Rocas aborregadas y otras formas</i> .....	473
13.2.2.4. <i>Circos</i> .....	474
13.2.2.5. <i>Valles glaciares</i> .....	477
13.2.2.6. <i>Modelado glaciar en regiones de relieve poco contrastado</i> .....	481
13.2.2.7. <i>Fiordos</i> .....	481

## 14 Geomorfología Glaciar II ..... 485

14.1. Transporte y sedimentación glaciar .....	486
14.1.1. Alimentación y ambientes glaciares .....	486

14.1.2.	Mecanismos de sedimentación glaciar	487
14.1.3.	Características del till	488
14.1.4.	Modelados resultantes de la sedimentación glaciar	489
14.2.	Erosión y sedimentación fluvio-glaciares	494
14.2.1.	Las aguas de deshielo	494
14.2.2.	Formas resultantes de la erosión fluvio-glaciar	498
14.2.3.	Modelados derivados de la sedimentación fluvio-glaciar	499
14.3.	Geomorfología aplicada a las regiones glaciares	507
14.3.1.	Introducción	507
14.3.2.	Riesgos producidos por la actividad de las masas de hielo	507
14.3.2.1.	<i>Icebergs</i>	508
14.3.2.2.	<i>Avalanchas de hielo</i>	508
14.3.2.3.	<i>Lagos de represamiento glaciar</i>	509
14.3.2.4.	<i>Volcanismo y glaciares</i>	511
14.3.3.	Problemas derivados de la glaciología	513
14.3.4.	Algunas consideraciones sobre ingeniería geológica en áreas que han estado ocupadas por los hielos	513
14.3.5.	Los depósitos de placer en los ambientes glaciares	514

## 15 Geomorfología Periglacial 517

15.1.	El dominio periglacial	518
15.1.1.	Introducción	518
15.1.2.	Características del permafrost	519
15.1.3.	Procesos periglaciares	521
15.1.3.1.	<i>Acción de la helada</i>	521
15.1.3.1.1.	Levantamiento por helada	522
15.1.3.1.2.	Desplazamiento de masas	523
15.1.3.1.3.	Agrietamiento por helada	524
15.1.3.1.4.	Clasificación por helada	524
15.1.3.2.	<i>Meteorización química.</i>	525
15.1.3.3.	<i>Movimiento de masas.</i>	525
15.1.3.4.	<i>Procesos nivales</i>	527
15.1.3.5.	<i>Actividad fluvial</i>	529
15.1.3.6.	<i>Acción del viento</i>	530
15.2.	Formas periglaciares	532
15.2.1.	Suelos ordenados	532
15.2.2.	Colinas con núcleo de hielo	535
15.2.2.1.	<i>Palsas</i>	535
15.2.2.2.	<i>Pingos</i>	536
15.2.3.	Morfología y evolución de las laderas	537
15.2.3.1.	<i>Laderas de gelifluxión</i>	537
15.2.3.2.	<i>Terrazas de crioplanación y criopedimentos.</i>	537
15.2.3.3.	<i>Canchales y conos de derrubios.</i>	540
15.2.3.4.	<i>Campos, laderas y ríos de bloques</i>	541



15.2.3.5.	Glaciares rocosos	544
15.2.3.6.	Grèzes lités	547
15.2.3.7.	Modelado resultante de la nivación	548
15.2.3.8.	Evolución de las laderas	549
15.2.4.	Modelado fluvial	551
15.2.5.	Termokarst o Criokarst	552
15.3.	Algunos aspectos sobre Geomorfología aplicada a las regiones periglaciares	555
15.3.1.	Introducción	555
15.3.2.	Avalanchas de nieve	556
15.3.3.	Movimientos de masa	558
15.3.4.	Problemas ingenieriles en las regiones de suelos helados.	559
15.3.4.1.	Edificios	560
15.3.4.2.	Obras lineales	562
15.3.4.3.	Oleoductos y gaseoductos	563
15.3.4.4.	Minería	565
15.3.4.5.	Otras actividades	565

## 16 Geomorfología de las Zonas Áridas I 567

16.1.	Introducción	568
16.1.1.	Causas de la aridez	569
16.1.2.	Rasgos climáticos de los desiertos	571
16.1.3.	Diferenciación geomorfológica de las áreas desérticas	572
16.2.	La superficie de los desiertos: pavimentos, suelos ordenados, barnices y costras	574
16.2.1.	Características generales de los pavimentos desérticos	575
16.2.2.	Procesos que intervienen en su formación	576
16.2.3.	Desarrollo	577
16.2.4.	Suelos ordenados	577
16.2.5.	Grietas de desecación	577
16.2.6.	Gilgai	580
16.3.	Barniz desértico	583
16.3.1.	Composición y edad	583
16.3.2.	Procesos generadores.	584
16.3.3.	Implicaciones ambientales	585
16.4.	Costras	585
16.4.1.	Caliches	586
16.4.1.1.	Geoquímica y Mineralogía	586
16.4.1.2.	Morfología	587
16.4.1.3.	Origen	588
16.4.2.	Costras silíceas	590
16.4.3.	Costras yesíferas	590
16.5.	La acción del agua en las zonas áridas	591
16.5.1.	Precipitación, vegetación y evapotranspiración	591
16.5.2.	Características de la red fluvial de los desiertos.	594
16.5.3.	Escurrentía y transporte de sedimentos en las laderas	598

16.5.4.	Erosión hídrica en las laderas	601
16.5.5.	Procesos y formas fluviales	604
16.5.6.	Rellenos de valle y canales encajados	609

## 17 Geomorfología de Zonas Áridas II

17.1.	Las laderas en zonas áridas	614
17.1.1.	Laderas en rocas cristalinas	614
17.1.2.	Laderas en rocas estratificadas	616
17.1.2.1.	<i>Laderas simples</i>	617
17.1.2.2.	<i>Laderas compuestas</i>	618
17.1.2.3.	<i>Facetas triangulares de ladera</i>	620
17.1.3.	Velocidades de retroceso de cornisas	621
17.1.4.	Laderas acarcavadas (badlands)	624
17.2.	Los piedemontes de las regiones áridas: glacis	629
17.2.1.	Glacis y pedimentos: definición, terminología y distribución	630
17.2.1.1.	<i>Morfología de los glacis</i>	631
17.2.1.2.	<i>Influencia de la geología y el clima en el desarrollo de los glacis</i>	633
17.2.1.3.	<i>Procesos dominantes en los glacis</i>	634
17.2.1.4.	<i>Hipótesis sobre el origen de los glacis</i>	634
17.2.1.5.	<i>Evolución de los glacis. Pedillanuras</i>	636
17.3.	Lagos desérticos: playas y sebkhas	639
17.3.1.	Origen de las depresiones cerradas en medios áridos	643
17.3.2.	Rasgos generales sobre la hidrología de las zonas áridas	646
17.3.3.	Sedimentación en los lagos desérticos	647
17.3.3.1.	<i>Depresiones cerradas arcillosas</i>	648
17.3.3.2.	<i>Lagos salinos</i>	648
17.3.4.	Sabkhas litorales	652
17.4.	Geomorfología aplicada a las zonas áridas	654
17.4.1.	Introducción	654
17.4.2.	Cambios de volumen	655
17.4.3.	Sistemas lacustres	656
17.4.4.	Subsidencia de origen antrópico	657
17.4.5.	Degradación de las zonas áridas. Desertificación	658
17.4.6.	Presas de tierra y balsas	662

## 18 Geomorfología de las Zonas Tropicales

18.1.	Introducción	666
18.1.1.	Características climáticas, vegetación y dominios morfoclimáticos	666
18.2.	Lateritas	668
18.2.1.	Constitución y estructuras	669



18.2.2.	Factores que afectan a su formación.	670
18.2.3.	Perfil de la laterita	671
18.2.4.	Génesis de las lateritas.	672
18.2.5.	Bauxitas	673
18.3.	El modelado tropical	674
18.3.1.	Erosión y sedimentación en los sistemas fluviales.	676
18.3.1.1.	Cuantificación de la pérdida de suelo	676
18.4.	Laderas y líneas de cantos	678
18.5.	Formas de erosión fluvial	681
18.6.	Morfologías de sedimentación fluvial	685
18.7.	Los grandes ríos tropicales.	688
18.8.	Modelados desarrollados en lateritas	689
18.9.	Aplanamientos tropicales: llanuras grabadas	692
18.10.	Inselbergs	694
18.10.1.	Inselbergs de bloques (tors)	694
18.10.2.	Inselbergs en domo (bornhardts)	696
18.11.	Geomorfología aplicada a las regiones tropicales	701
18.11.1.	Inundaciones catastróficas	703

## 19 Cambio Ambiental 705

19.1.	Introducción	706
19.2.	El sistema climático de la Tierra	709
19.3.	Cambio climático y el efecto invernadero	710
19.3.1.	Consecuencias del cambio climático	712
19.3.2.	Predicción del cambio climático	713
19.3.3.	Evolución de las principales aportaciones del cambio climático e incertidumbres	714
19.3.4.	Mitigación	718
19.4.	Cambio antrópico	720
19.4.1.	Cambios en la población y la sociedad a lo largo del tiempo	720
19.4.2.	Impacto del hombre sobre el ambiente	724
19.5.	Hacia un desarrollo sostenible	735

## 20 Cambio Climático en las regiones glaciares y periglaciares 737

20.1.	Introducción	738
20.2.	Información paleoclimática suministrada por los sondeos en los casquetes de hielo y en sedimentos de mar profundo	739
20.3.	Fluctuaciones de los casquetes de hielo cuaternarios y formas resultantes	742
20.4.	Retrocesos de los glaciares de circo y de valle	747
20.5.	Glacioisostasia y glacioeustasia	752
20.6.	Reconstrucción de los ambientes periglaciares	756

20.7.	Formas periglaciares relictas .....	757
20.8.	Los sistemas fluviales en las áreas periglaciares .....	759
20.9.	La acción eólica en las regiones periglaciares .....	761
20.10.	Fluctuaciones de las zonas periglaciares en el Cuaternario superior .....	763
20.11.	Algunas consideraciones sobre el cambio climático global en las zonas periglaciares .....	764

## 21 Cambio Climático en las zonas áridas y tropicales húmedas .....

21.1.	Las regiones áridas .....	768
21.1.1.	Sistemas fluviales .....	768
21.1.1.1.	<i>Las laderas y su evolución</i> .....	770
21.1.1.2.	<i>Facetas triangulares de ladera</i> .....	771
21.1.1.3.	<i>Las ramblas o arroyos</i> .....	775
21.1.1.4.	<i>Abanicos aluviales</i> .....	778
21.1.1.5.	<i>Ríos desérticos</i> .....	779
21.1.2.	Paleolagos .....	782
21.1.3.	Sistemas de dunas .....	787
21.1.3.1.	<i>Introducción</i> .....	787
21.1.3.2.	<i>Dunas activas e inactivas</i> .....	790
21.1.3.3.	<i>Información paleoclimática que suministran los sistemas de dunas</i> .....	792
21.1.4.	Causas de las oscilaciones paleoclimáticas en el Cuaternario superior .....	796
21.2.	Las regiones tropicales .....	797
21.2.1.	Introducción .....	797
21.2.2.	Modificaciones biológicas .....	797
21.2.3.	Evidencia geomorfológica .....	798
21.2.3.1.	<i>El regolito y perfiles de meteorización relictos</i> .....	798
21.2.3.2.	<i>Inselbergs</i> .....	799
21.2.3.3.	<i>Sistemas fluviales</i> .....	800
21.2.3.4.	<i>Acción eólica</i> .....	801

## Bibliografía .....

## Índice analítico .....



# Prefacio

La acogida que tuvieron el libro *Geomorfología Climática* (2001) y su traducción al inglés ligeramente ampliada, *Climatic Geomorphology* (2005), nos ha proporcionado el ánimo necesario para afrontar la redacción de un libro de carácter general más amplio que aborde las diferentes formas del relieve del planeta Tierra y de los procesos responsables de su génesis. El estudio de las morfologías, algunas de ellas generadas en tiempos geológicos pretéritos bajo condiciones ambientales muy diferentes a las actuales, nos permite reconstruir la evolución del relieve e inferir cambios ambientales en los que han podido intervenir el medio geológico, el clima o la actividad humana.

Uno de los principales avances que ha experimentado la Geomorfología en las últimas décadas es el desarrollo de técnicas que permiten cuantificar tanto los procesos morfogenéticos como las tasas a las que se modifican las formas bajo diferentes condiciones ambientales. El desarrollo de la Geocronología, o los métodos de datación absoluta, está contribuyendo a subsanar las limitaciones de las dataciones relativas que tanto tiempo han imperado en la Geomorfología. La asignación de edades numéricas tanto a formas como depósitos abre múltiples posibilidades de cara a reconstruir la evolución del relieve, realizar correlaciones, calcular tasas y estimar periodos de recurrencia.

Uno de los temas más preocupantes al que se enfrenta actualmente la población es el calentamiento que está experimentando el planeta como consecuencia de la emisión de los denominados gases de efecto invernadero. Las investigaciones llevadas a cabo por la comunidad científica apuntan a que este aumento de temperatura es al menos en parte de origen antrópico. Ante esta más que probable relación causa-efecto, lo más sensato y prudente es diseñar y aplicar medidas de mitigación que contribuyan a paliar este calentamiento cuyos efectos pueden resultar altamente negativos tanto para el medio natural como para la sociedad. La información que puede aportar la Geomorfología sobre el pasado (Geomorfología Histórica) reciente

puede ser de gran utilidad para plantear pronósticos sobre las actividades de los procesos en el futuro, algunos de ellos potencialmente peligrosos, y de los posibles efectos de los cambios ambientales.

Con este libro se pretende proporcionar una visión general de los diferentes aspectos de la Geomorfología, intentando proporcionar algunas bases metodológicas que faciliten abordar el estudio de los distintos problemas con los que se encuentra el geomorfológico. Para ello, el libro aporta una bibliografía básica que puede ser de utilidad para futuras investigaciones. Por otra parte, los aspectos aplicados de la Geomorfología se han tratado a final de cada capítulo, con el fin de dar a conocer, al menos sucintamente, los campos de actuación de los geomorfológicos en el mundo profesional.

Quiero expresar mi agradecimiento a los muchos investigadores que han colaborado en la realización de este libro: Dres. A. Cendrero, P. G. Silva, F. J. Gracia, J. Remondo, A. Pérez-González, F. Gutiérrez, C. Zazo, G. Benito, J. L. Goy, J. López-Martínez, A. Gómez Ortiz, A. Martín-Serrano, J. L. Peña, J. M. García-Ruiz, J. Rodríguez, C. Martí, B. Valero y C. Sancho, unos por sus precisas revisiones y atinadas observaciones, otros por suministrar excelentes diapositivas que han enriquecido notablemente el libro y, finalmente, algunos también suministraron datos inéditos. También han proporcionado muy buenos documentos fotográficos el Prof. A. Gómez-Sal, el Prof. J. Rosell, la Dra. Belén Leranoz, P. Lucha, J. Guerrero y E. Pueyo, con los que se ha enriquecido la obra; a ellos les expreso mi más sincero reconocimiento.

Mi más efusivo agradecimiento a Cinta Marín, componente de nuestro equipo de investigación, que ha transcrito la mayor parte del libro con acierto e ilusión.

Finalmente, gracias a Nieves por su ayuda, tolerancia e infinita comprensión. En nuestro hijo Francisco siempre he encontrado ayuda y colaboración, por todo ello mi más sincera gratitud.

Septiembre, 2007





# 1

# Geomorfología

## CONTENIDO

- 1.1. Introducción
- 1.2. Historia de la Geomorfología
- 1.3. Sistemas geomorfológicos
- 1.4. Conceptos geomorfológicos
- 1.5. Escalas espaciales y temporales
- 1.6. Geomorfología aplicada
- 1.7. Estructura de la Geomorfología

# 1.1

## Introducción

Etimológicamente, Geomorfología deriva de las raíces griegas *geo* (Tierra), *morphos* (forma) y *logos* (tratado). Por lo tanto, esta ciencia se preocupa de la forma de la Tierra. Schumm (1991) define la Geomorfología como la ciencia que estudia los fenómenos sobre y cerca de la superficie terrestre y se preocupa de las interacciones entre varios tipos de materiales y procesos, implicando los sólidos, líquidos y gaseosos. Los efectos de la actividad humana son con frecuencia cruciales. Algunos autores la consideran como una de las ciencias físicas más difíciles (Linton, 1964). Otros restringen la Geomorfología al estudio de los rasgos del relieve subaéreo y algunos, por el contrario, lo extienden también a la morfología de los fondos marinos. Incluso, se considera englobada dentro de la «Geomorfología» la investigación de las formas del relieve de otros planetas; esta ciencia se denomina Geomorfología Planetaria o Extraterrestre (Greeley, 1985; Baker, 1993, 2001, 2004a).

El relieve de la superficie terrestre es el resultado de la interacción de fuerzas endógenas y exógenas. Las primeras actúan como creadoras de las grandes elevaciones y depresiones, producidas fundamentalmente por movimientos de componente vertical y, las segundas, como desencadenantes de una continua denudación que tiende a rebajar el relieve originado. Esta lucha constante se manifiesta a diferentes escalas y ha sido un devenir continuo a lo largo de la historia de la Tierra. Estos procesos de la dinámica externa se agrupan en la cadena meteorización-erosión, transporte y sedimentación. El resultado se manifiesta en la creación de un conjunto de modelados erosivos y deposicionales, que suelen presentar rasgos específicos, en relación con los procesos actuantes en los diferentes ambientes morfogenéticos (Gutiérrez, 1990, 2001, 2005). La energía necesaria para la actividad de estos procesos proviene de diferentes fuentes. La radiación solar llega a la superficie terrestre y se transforma parcialmente en calor, que constituye la principal fuente de los procesos meteorológicos. Estos controlan la meteorización, la edafogénesis y el desarrollo del relieve, así como la vida de animales y plantas. Además de la radiación solar, la energía

gravitatoria da lugar al transporte de sedimentos, a los movimientos de masa en las laderas, etc. Finalmente, la energía endógena es la causa generadora de los grandes relieves existentes en la superficie terrestre (Büdel, 1968, 1977).

Tradicionalmente, la Geomorfología se ha ocupado de los estudios a escala media en los que se analizan los diferentes eventos geomórficos que han configurado, a lo largo del tiempo, el relieve actual. Es lo que algunos autores denominan Geomorfología Histórica (Chorley, 1978). Recientemente, el análisis de los procesos actuantes, a escala más detallada, junto con el estudio de la variabilidad temporal de las formas, ha conducido a lo que se conoce como Geomorfología Cuantitativa (Chorley, 1978) o de procesos (Hart, 1986; Thorn, 1988b). Como señalan Chorley *et al.*, (1984) los estudios históricos se apoyan en la retrodicción y los de procesos se dirigen hacia la predicción. Estas dos tendencias son las que imperan en la Geomorfología actual. En algunos países se ha enfatizado en el estudio de los procesos actuales, olvidando en parte los tradicionales estudios de evolución del relieve, en largos periodos de tiempo, pero del conocimiento del desarrollo de las microformas podemos obtener enseñanzas muy valiosas, que permitan entender de una manera más adecuada la larga historia que encierra el relieve presente. Podríamos parangonar esta situación con la que ha vivido la Geotectónica, que con el advenimiento del estudio de las microestructuras se ha hecho posible un conocimiento mucho más profundo y real de la estructura de las cordilleras (Gutiérrez, 1990).

Estas tendencias actuales de la Geomorfología obedecen, al igual que en otras ramas de la ciencia, a una evolución del pensamiento y de los conocimientos que se ha sucedido a través de los siglos. La Geomorfología nace como una parte de la ciencia cuando deja de describir y comienza a explicar; hace algo más de un siglo se la conocía como orografía e hidrografía (Tricart, 1965). El término de Geomorfología fue posiblemente utilizado por primera vez por McGee y Powell en los Estados Unidos en la década de 1880 (Hart, 1986).

# 1.2

## Historia de la Geomorfología

### 1.2.1 La Geomorfología anterior al siglo xx

Los orígenes de la Geomorfología, como los de otras partes de la ciencia, son bastante nebulosos y se remontan a

las observaciones e interpretaciones emitidas por filósofos y pensadores antes de la era cristiana, sobre todo en la civilización griega. Un análisis pormenorizado y profundo puede encontrarse en el excelente libro de Chorley *et al.* (1964). Aunque no estaba acuñado el término de Geomor-



fología, las primeras ideas y fundamentos sobre la misma aparecían englobados junto con otras observaciones inherentes al desarrollo de las ciencias de la naturaleza.

Como señala Holmes (1965), los pensadores antiguos, a pesar de sus importantes descubrimientos en los campos de las Matemáticas y la Astronomía, consideraron a los fenómenos de la naturaleza como manifestaciones de poder de deidades míticas. En la región mediterránea muchos de sus dioses eran personificaciones de diversos aspectos de la naturaleza (Poseidón, Zeus, Plutón, etc.). Estas creencias perduran en el desarrollo del pensamiento geomorfológico hasta el siglo XVIII (etapa teleológica de Chorley, 1978).

No obstante, a pesar de estas convicciones generalizadas, algunos de los filósofos, como Thales de Mileto (624-565 a.C.), rompieron estos moldes, y este autor consideró a las actividades de la naturaleza como hechos normales que se podían estudiar a partir de la observación y el razonamiento. Igualmente, Anaxágoras (500-428 a.C.) (Cailleux, 1961) señala que las revoluciones del globo son tan lentas, en relación con la duración de nuestra existencia, que pasan inadvertidas. Este mismo escritor indicaba que el agua es elevada por el Sol y luego cae como lluvia, pero al igual que Platón (429-347 a.C.), imaginaba que dentro de la Tierra hay una inmensa caverna rellena de agua en continuo movimiento de la que parten todos los ríos y a la que tornan todas sus aguas (Adams, 1938). Esta creencia es muy posible que estuviera basada en las observaciones del paisaje kárstico griego. También Aristóteles (348-322 a.C.) aportó excelentes ideas al pensamiento geomorfológico, como la del ciclo meteorológico y la de generación del relieve por excavación de los ríos.

Como indican Cailleux (1961) y Ellenberger (1988), los romanos en el campo de la ciencia tomaron casi todo de los griegos, como se infiere en la Historia Natural de Plinio el Viejo (23-79 d.C.), que es una recopilación de autores griegos, mezclada con supercherías y habladurías (Cailleux, 1961). Por consiguiente, pocos avances se observan en estos largos siglos.

La paralización casi general del desarrollo científico hasta el siglo XVI se hace también patente en la Geomorfología. Durante este milenio y medio las obras de los griegos se transmiten a España desde Oriente, gracias a los árabes. Los manuscritos de los árabes son traducidos del árabe al hebreo por sabios judíos y en la escuela de Toledo se vierten al latín (Cailleux, 1961). Por lo tanto, es una época de transmisión de conocimientos, que se lleva a cabo sobre todo en los monasterios y, en otros casos, por el patrocinio de algunos soberanos. De este modo, Avicenna (980-1037) es un buen conocedor de la obra de Aristóteles y esto le permite emitir hipótesis sobre los paisajes desérticos de Arabia. Piensa que las montañas pueden generarse por elevación del terreno o por los efectos de las aguas corrientes y el viento (Thornbury, 1954).

Reinan en este periodo las ideas catastrofistas o catadismistas, amparadas en parte por el pensamiento religioso cristiano, con la continua argumentación del Diluvio

para la explicación de numerosos hechos naturales. Estas creencias llevan a dogmatismos tales como el manifestado en 1654 por el Dr. J. Lightfoot, Vicecanciller de la Universidad de Cambridge, que afirmó que el Cielo y la Tierra, centro y circunstancia, fueron formados a la vez y se crearon por la Trinidad el 26 de octubre de 4004 a.C., a las 9 horas de la mañana (King, 1976).

Las ideas catastrofistas siguen dominando hasta el siglo XIX, aunque el genial Leonardo da Vinci (1452-1519) expone en sus escritos importantes consideraciones sobre el origen de las montañas (siendo un precursor de la isostasía). Indica que la generación de la sal se produce a partir de la evaporación del agua del mar y efectúa reflexiones en torno a la lentitud de los procesos geomorfológicos e importancia de la erosión fluvial. Pero lamentablemente sus trabajos no fueron publicados hasta finales del siglo XVIII, por lo que su influjo en el pensamiento científico de la época fue prácticamente nulo (Ellenberger, 1988). Por consiguiente, el catastrofismo fue la doctrina dominante de este tiempo.

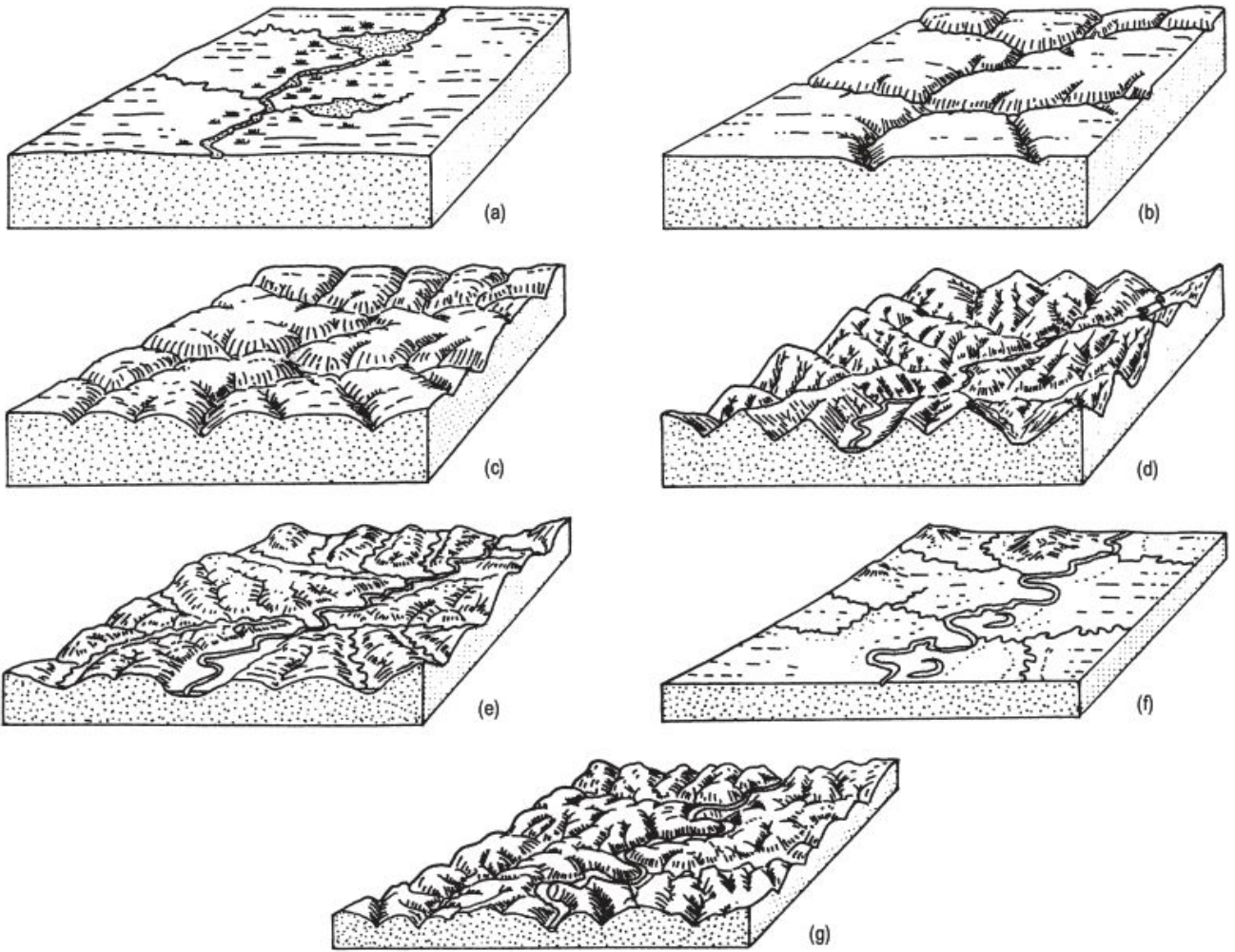
Durante los siglos XVII, XVIII y parte del XIX, los avances más significativos fueron llevados a cabo a partir de estudios, fundamentalmente hidrológicos, de carácter aplicado por ingenieros, principalmente franceses como Perrault, De Chezy, Surréll, Guetthard, Desmarest, etc., que huyeron de muchos de los conceptos académicos poco operantes de la época.

Las teorías catastrofistas encontraron su contrapunto en las ideas uniformistas emitidas a finales del siglo XVIII, con la aparición del principio del actualismo, indicado primeramente por Hutton (1726-1797) en su *Teoría de la Tierra* (1788) y desarrollado posteriormente por Lyell (1797-1875) en su libro *Principios de Geología* (1830), objeto de numerosas ediciones. Estos geólogos escoceses establecieron las bases de la ciencia geológica moderna y, en nuestro caso, de los fundamentos del razonamiento geomorfológico. La teoría uniformista se sintetiza en una simple frase: «El presente es la clave del pasado» (Geikie, 1905). Esto quiere decir que las formas del relieve se han originado por procesos similares a los actuales, operando durante largos periodos de tiempo. Como vemos es la total contraposición al catastrofismo. Lyell describió cómo las montañas se erosionaban por los procesos de meteorización y transporte fluvial, para posteriormente depositarse los materiales arrancados en cuencas de sedimentación y a partir de estas áreas originarse nuevas montañas.

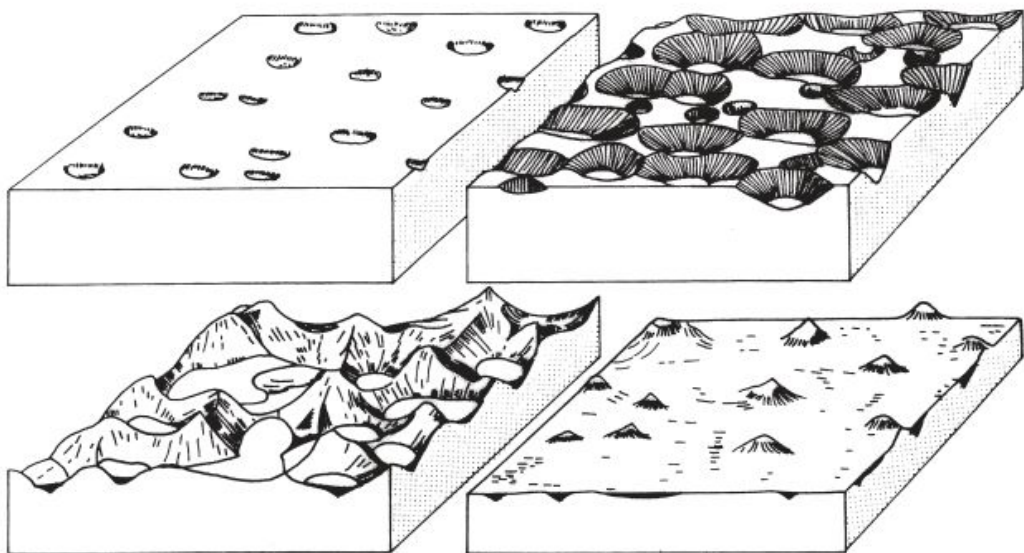
En esta época Playfair publicó en 1802 su obra *Ilustraciones de la Teoría Huttoniana de la Tierra* y en ella estableció que los valles son proporcionales al tamaño de los afluentes que contienen, en áreas de litología y estructura uniforme y sometidos a una larga erosión fluvial. Es lo que se conoce en Geomorfología como Ley de Playfair.

Pero los catastrofistas, como los clérigos geólogos Buckland y Sedgwick, argumentaron que no podían explicarse los erráticos glaciares y los valles colgados alpi-





**FIGURA 1.1** Ciclo de erosión de Davis. (a) Estado inicial del relieve. (b) y (c) Etapa de juventud. (d) y (e) Etapa de madurez. (f) Etapa de senectud con la elaboración de la penillanura y algunos *monadnocks*. (g) Levantamiento y comienzo de un nuevo ciclo de erosión. (Dibujado por Raisz en Strahler, 1965.)



**FIGURA 1.2** Ciclo kárstico (Grund, 1914).



tentes; proporciona solamente un esquema lógico fruto de su imaginación creadora, y no tiene en cuenta la cubierta vegetal (Tricart, 1956c). A este mismo autor no le parece adecuada la denominación de «erosión normal»; «normal, ¿con respecto a qué?». Se le critica la carencia de método (Tricart, 1965), la utilización de una aproximación deductiva, contraria al método científico inductivo. Para Strahler (1950a) parece superficial e inadecuado, ya que lleva a cabo un tratamiento completamente cualitativo y no adaptado a la dinámica de los procesos de erosión. Otra de las críticas importantes está en relación con los procesos existentes en los diferentes climas, que producen distintos tipos de modelados. En Alemania, donde se encuentra la cuna de la Geomorfología Climática (von Richthofen, Machatschek, Passarge y Troll, como más significativos) el modelo de Davis fue fuertemente denunciado por su falta de consideración de los procesos ligados al clima. Así, Passarge (1931) señala: «Las fuerzas formadoras del relieve son de naturaleza climática... La vegetación, por ejemplo, depende solamente del clima; pero, a su vez, la cubierta vegetal influye, en parte, aunque de modo decisivo, en la demolición del relieve y el enronamiento». Con posterioridad, en la década de 1950, una gran parte de los investigadores franceses abandonan los conceptos davisianos, defendiendo los principios de la Geomorfología Climática (Cholley, Dresch, Birot, Tricart y Cailleux).

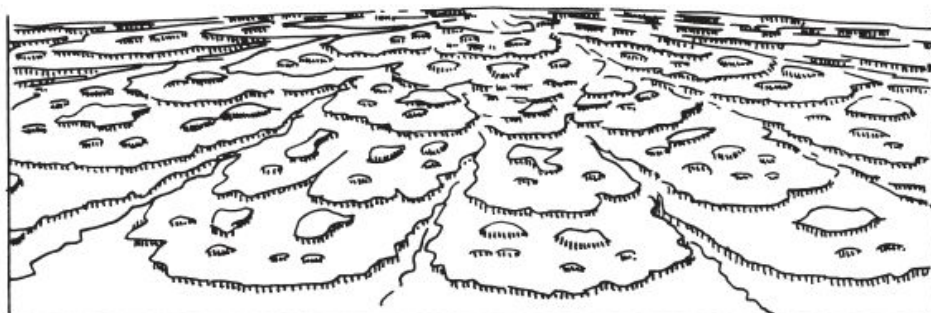
Como vemos la contestación al modelo de Davis se hizo patente desde el primer momento entre algunos geomorfólogos, pero en otras escuelas después de una aceptación, más o menos generalizada, acabó por declinar el seguimiento del pensamiento davisiano. No obstante, sus numerosos críticos no ofrecieron un modelo alternativo que intentara paliar los defectos del ciclo de erosión normal.

Solamente **Walther Penck** (1888-1923) elaboró otro modelo en su *Análisis Morfológico* (título dado por su padre). Este importante geomorfólogo, hijo del famoso glaciologista Albrecht Penck, después de obtener en 1910 el grado de doctor en Heidelberg, trabajó durante dos años en los Andes del noroeste argentino, en el Servicio Geológico de ese país. Su experiencia sobre la geología de Europa Central, unida a la adquirida en la región andina, zona árida con una tectónica cuaternaria muy importante, influyó considerablemente en el desarrollo de su teoría. Además,

a su formación fundamentalmente geológica se unió la transmisión del pensamiento geomorfológico de su padre. De 1915 a 1918 fue Profesor en Constantinopla y hasta su muerte trabajó en Leipzig, en la Universidad y en el Instituto Geológico. Su *Análisis Morfológico* lo escribió convaleciente de cáncer, que le llevó a la muerte con 35 años de edad (Bremer, 1983). El libro fue editado por su padre en 1924. Su tratado es una aproximación a la Geomorfología desde el punto de vista de un geólogo que desea encontrar en ella un elemento para la interpretación de la historia diastrófica (Thornbury, 1954). En este sentido, podemos considerarlo como un precursor del método geomorfológico en las investigaciones neotectónicas.

Basó su teoría en el estudio de los depósitos correlativos de las cubetas adyacentes a los bloques levantados de los Andes y Alpes (Chorley *et al.*, 1973) y dedujo, a partir de su análisis, que el relieve se genera por un lento levantamiento inicial, seguido por un levantamiento acelerado, para acabar con una deceleración, que termina en la estabilidad. Davis, por el contrario, partía de un relieve aplanado que se levantaba rápidamente, seguido de un prolongado periodo de estabilidad cortical. El modelo de Penck comenzaba por una superficie primera (*Primärrumpf*) que se levantaba y erosionaba, de modo que se iban desarrollando otras superficies, encajadas unas en otras, dando lugar a un escalonamiento de piedemonte (*Piedmonttreppen*) (Fig. 1.3). Cada escalón formado actuaba como un nivel de base local independiente. El relieve estaba determinado por la velocidad de levantamiento (fuerzas endógenas) a la que se oponía la intensidad de la erosión fluvial (fuerzas exógenas). Cuando el levantamiento declinaba, la erosión fluvial dominaba y se desarrollaba finalmente una superficie aplanada terminal (*Endrumpf*). Junto con este desarrollo estableció también su teoría sobre evolución de las laderas, ligada a los estados de movimiento cortical por él señalados.

Sus ideas tuvieron muy escasa aceptación en Alemania (Bremer, 1983). Su pensamiento fue dado a conocer, ocho años después, por Davis en una versión crítica e incorrecta (Chorley, *et al.*, 1984). Muy posiblemente esta interpretación defectuosa se debe en parte al oscuro lenguaje de Penck, de prosa de difícil comprensión. La traducción del libro al inglés, efectuada en 1953, supuso un importante resurgir de las ideas de Penck.



**FIGURA 1.3** Visión de Davis del *piedmonttreppen* de Penck en un domo en expansión (Davis, 1932).



El tercer modelo de evolución del relieve fue elaborado muy posteriormente por el geólogo sudafricano, nacido en Londres, **Lester Charles King** (1907- ). Se formó con Cotton, geomorfológico davisiano autor de tres libros (1942-44) muy conocidos en su época, e intentó aplicar los conceptos de Davis sin éxito al territorio de África del Sur. Sus ideas se vieron influenciadas, al igual que Davis y Penck, por la geomorfología del territorio en el que trabajó, África del Sur, caracterizado por extensas superficies de erosión, limitadas por fuertes escarpes.

Sus ideas fueron expresadas primeramente en un artículo de 1953 *Cánones de la Evolución del Relieve*, y, con posterioridad, en su libro de 1962, *La Morfología de la Tierra*, fueron más ampliamente desarrolladas. Su modelo es cíclico, como el de Davis, y, al igual que este autor, comienza con un diastrofismo rápido seguido de un largo periodo de calma tectónica, durante el cual se generan extensos pedimentos, que en su desarrollo final acaban en una **pedillanura**. En esta dilatada superficie aplanada destacan relieves residuales de morfología variable, mesas en regiones tabulares y *bornhardts* en relieves fundamentalmente graníticos. Para él, el sistema morfoclimático «normal» es el árido o el de sabana (con estaciones contrastadas húmedas-secas). Si con posterioridad tiene lugar un nuevo levantamiento, da comienzo un nuevo ciclo en el que la pedillanura precedente sigue desarrollándose, a la par que se reduce por retroceso de los escarpes en sus áreas distales, como consecuencia de la elaboración de los nuevos pedimentos (Twidale, 1992). La actuación de sucesivos ciclos da lugar a un escalonamiento de pedillanuras, a escala continental, dispositivo similar al *piedmonttreppe*. El mecanismo de la formación de pedimentos es más accesible a nuestras observaciones y más comprensible que el de la formación de la penillanura (Jahn, 1954).

El modelo se basa en el retroceso paralelo de los escarpes y, tal como hemos visto, recoge ideas de los patrones de Davis y Penck (Higgins, 1975; Thorn, 1988b). Sus ideas no produjeron las amplias discusiones de los modelos de Davis y Penck, a causa de que su teoría fue emitida en una época en la que la Geomorfología se convulsionaba con el advenimiento del estudio de los procesos y de la cuantificación (Higgins, 1975).

Otra aportación muy discutida fue la del concepto de *cimatogenia*, explicada en su libro de 1962, que agregó a los de orogenia y epirogenia, y que consiste en un arqueamiento cortical regional con un levantamiento vertical de miles de metros. Esta idea parece inspirada en el *Hebung* de Cloos (1939). Para King los movimientos cimatogénicos son los dominantes en la corteza, idea en contraposición con la tectónica de placas, pero acorde con su creencia de una tierra en expansión (King, 1983).

Los modelos de Davis, Penck y King son, hoy por hoy, las tres únicas opciones existentes en relación con la evolución del relieve. Las ideas de Davis y King son cíclicas, con claras influencias climáticas, mientras que las de

Penck suponen una lucha continua entre la erosión y las diferentes velocidades de levantamiento. Estos modelos se sintetizan en la Figura 1.4.

### 1.2.3 La Geomorfología en la primera mitad del siglo xx

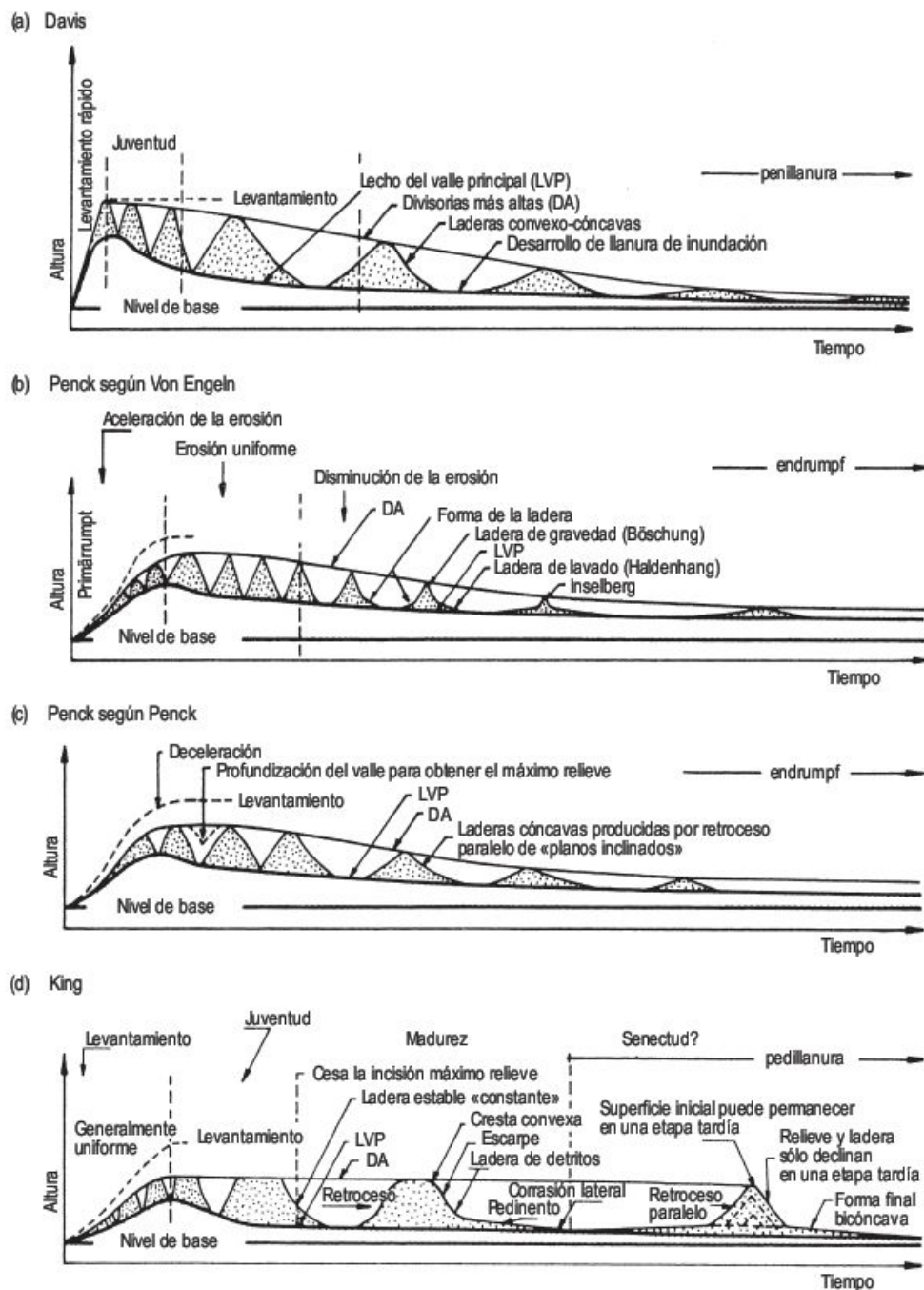
Es importante analizar las relaciones existentes entre las características del relieve de la superficie terrestre y los cambios corticales. Aunque se han expresado algunas ideas sobre esta relación en este capítulo, es preciso pormenorizar algunas de las más importantes investigaciones que tratan de la incidencia de la tectónica en la Geomorfología, entre la primera mitad del siglo xx y el advenimiento de la tectónica de placas en la década de los sesenta (Beckinsale y Chorley, 1968, 1991). En el Capítulo 2 de este libro se analiza brevemente la tectónica de placas en relación con la Geomorfología. En este apartado se describen las influencias de las modificaciones corticales y eustáticas en la primera mitad del siglo xx. La Geomorfología Climática y los cambios climáticos serán desarrollados ex profeso más a fondo en otros capítulos de este libro.

La **isostasia**, o estado de balance hidrostático en la corteza terrestre, fue emitida a mitad del siglo xviii y a mediados del siglo xix tuvo un importante desarrollo por parte de Airy en 1855 y Pratt en 1859 (Fig. 2.2). Gilbert, en su monografía de Lake Bonneville de 1890, incluyó un apartado sobre la hipótesis de la deformación terrestre por carga y descarga (Figs. 21.27 y 21.28). Durante la primera mitad del siglo xx, muchos investigadores fueron fieles seguidores de la compensación isostática, mientras que otros la criticaban duramente.

La **epirogénesis** es otra idea asociada al levantamiento de las montañas. De nuevo, Gilbert en su estudio sobre el Lake Bonneville señaló que amplios abombamientos pueden ser responsables de la creación de continentes. A éstos los denominó epirogénicos para distinguirlos de los orogénicos. Ambos los califica como diastroficos. Estos abombamientos corresponden a deformaciones verticales que King (1962, 1983) denominó cimatogénicas.

Los **cambios climáticos**, dominados por la energía solar, junto con las influencias gravitacionales de la corteza y los cambios eustáticos, han constituido una gran parte del pensamiento geomorfológico desde finales del siglo xix hasta la mitad del siglo xx (Beckinsale y Chorley, 1991). El establecimiento por Penck y Brückner en 1909 de los distintos periodos glaciares, Günz, Mindel, Riss y Würm, causó un gran impacto entre los geomorfológicos europeos y en algunos países llegaron a utilizar estas denominaciones. En las llanuras del norte de Europa se utilizan las siguientes denominaciones de antiguo a moderno: Menap, Elster, Saale y Weichsel y en el sector de Norteamérica, con el mismo orden: Nebraska, Kansas, Illinois y Wisconsin (Lamb, 1977).





**FIGURA 1.4** Modelos cíclicos de evolución del modelado en los que se indican las relaciones entre altura y tiempo, para un nivel de base fijo. También se muestran perfiles esquemáticos de laderas (Thornes y Brunsden, 1977).

En este periodo hubo muchos intentos por diversos investigadores para estimar la cronología de estas épocas glaciares e interglaciares. La introducción de la dendrocronología por Antevs en 1928, y los esfuerzos y tiempo que se precisaron en el estudio de las varvas, estudiadas en 1.500 lugares durante 30 años por De Geer en diversas publicaciones hasta 1940, comenzaron a dar sus frutos sobre la cronología del Pleistoceno superior y Holoceno.

En la primera mitad del siglo XX se produjeron grandes avances en el entendimiento de los paleoclimas, particularmente durante el Terciario y Cuaternario (Beckinsale y

Chorley, 1991). En la investigación geomorfológica se desarrolló la morfoclimatología y la geomorfología climatómórfica de Büdel (1963), que incluía en un espacio determinado el estudio de las paleoformas o formas heredadas.

Eduard Suess en su voluminoso tratado de tres gruesos volúmenes *Das Antlitz der Erde* (La Faz de la Tierra) (1883-1908), traducido al inglés, francés y español, puso de manifiesto la evidencia de transgresiones y regresiones continentales e indicó su práctico sincronismo a nivel global. Esto le sugiere que las áreas continentales han sido



estables a través del tiempo geológico, excepto algunos movimientos locales. Señala que los movimientos eustáticos positivos o transgresiones tuvieron una larga duración y fueron interrumpidos por movimientos negativos más cortos. Analizó la contraposición de las ideas neptunistas, que creían en el predominio absoluto de los movimientos del nivel del mar en la historia de la Tierra, a las de los tectonicistas que defendían la actuación de movimientos verticales en la superficie de la Tierra.

La publicación en 1894 de Albrecht Penck de su tratado *Morphologie der Erdoberfläche* apoyó considerablemente la teoría eustática, aunque estableció un mayor número de movimientos corticales que Suess. Consideró al eustatismo glacial como una evidente realidad. Por consiguiente, los geomorfólogos entendían que los efectos de los cambios en el nivel de base general se reflejaban en las formas resultantes (Chorley, 1963).

La hipótesis de Charles Darwin en 1835 de una lenta subsidencia del pico volcánico de la Isla de Morea (Tahití), traía consigo un crecimiento vertical del arrecife de coral para generar un atolón. Esta teoría fue apoyada por Dana en 1872 en su libro de Corales e Islas Coralinas y, en 1915, el eustatismo retornó con el problema de los arrecifes de coral, de la mano de Daly, con su teoría de control glacial de los arrecifes coralinos.

Después de mediada la década de 1930, los seguidores de las ideas diastroficas se enfrentaron a la teoría eustática e invocaron los movimientos verticales como los causantes de las transgresiones y regresiones (Beckinsale y Chorley, 1991).

La culminación de la teoría eustática en geomorfología se debe a la publicación del francés Baulig en 1928: *Le Plateau Central de la France*. Reconoció diferentes superficies de erosión y aunque indicó que su origen era subaéreo, también señaló que algunas debían haber sido biseladas en relación con niveles del mar más altos.

## 1.2.4 Geomorfología de procesos

La Geomorfología, como otras ramas de la ciencia, necesita pasar de la simple descripción a la cuantificación y para ello tiene que utilizar métodos de otras áreas científicas, fundamentalmente la Física. Aunque en las décadas de 1940 y 1950 algunos investigadores aplicaron estas técnicas a los glaciares y medios litorales, fluviales y eólicos, es a partir de la segunda mitad de este siglo cuando se produce una revolución o paradigma con el desarrollo de la Geomorfología de procesos. Los geomorfólogos se preocupan más por el proceso que por la forma (Barry, 1997). Algunos autores consideran que es el tema más importante de la Geomorfología moderna (Hart, 1986). Se ha estimado que en 1980 el 75% de la investigación geomorfológica en Gran Bretaña trataba sobre el estudio de los procesos a escala detallada (Gardner, 1983), y esto supone un abandono importante de la evolución geomorfo-

lógica de los grandes conjuntos morfodinámicos. Pero gracias al impulso de las técnicas cronológicas, estamos asistiendo a un renacimiento de la Geomorfología Histórica (Summerfield, 2005). El futuro de la Geomorfología debe apoyarse en el estudio de los procesos y también en la morfogénesis antrópica (Tricart, 1956c).

Para una mayoría el inicio de esta revolución viene dado por los artículos de Strahler (1950a, 1952) que se estiman como un manifiesto de la Geomorfología Dinámica o de procesos (Higgins, 1975). Para Strahler (1950) el método dinámico cuantitativo del estudio geomorfológico fue promovido por Gilbert en 1914 en su clásico trabajo: *The Transportation of Debris by Running Water*. Para otros, los trabajos de Leopold y colaboradores, sumariados en parte en el libro *Procesos Fluviales en Geomorfología* (Leopold et al., 1964), son los auténticos pioneros y catalizadores de los estudios de los procesos geomórficos.

El estudio de los procesos se efectúa en un sistema proceso-respuesta, siendo el proceso el agente creador y la respuesta la forma resultante. Para analizar los procesos se utilizan numerosas y variadas técnicas, como corresponde a la diversidad de los medios en los que actúan (Goudie, 1981a). Muchas de estas técnicas son de invención reciente y, en muchos casos, de manufactura artesana. Como indica Hart (1986) la necesidad ha sido madre de la invención. Las investigaciones de los procesos son, en ocasiones, difíciles porque la instrumentación del sistema es compleja, también a causa de que los procesos actúan en combinación y, por otro lado, no es completo el conocimiento de los mecanismos de muchos de ellos (Baker y Twidale, 1991). El estudio de los mismos ha supuesto una reducción de las escalas temporales y espaciales. Así, por ejemplo, se investiga en procesos en microcuencas y en segmentos individuales de una ladera. En estas últimas décadas se ha realizado un gran esfuerzo en este campo, que constituye uno de los aspectos básicos de la Geomorfología y se espera que sus avances permitan comprender más adecuadamente la evolución de las formas del relieve. En la actualidad se conocen numerosas velocidades de erosión, que difieren según la litología y el clima. Han sido recopiladas por Saunders y Young (1983) y Goudie (1995). Por ejemplo, en laderas abruptas glaciares los valores son 1-5 mm/año, en zonas templadas 0,01-0,1 mm/año, en climas semiáridos 0,1-1 mm/año, en zonas de cárcavas 1-10 mm/año y en laderas abruptas de selva tropical 0,1-1 mm/año.

El estudio de los procesos, tanto en campo como en laboratorio, requiere de técnicas estadísticas que permitan elaborar adecuadamente los datos obtenidos. De aquí surge la *Geomorfología cuantitativa*, que tuvo un pionero en el ingeniero hidrólogo Horton (1945) en su trabajo sobre la morfometría de las cuencas de drenaje, que tuvo sus seguidores en Strahler (1952, 1956a, 1964), y Schumm (1956a). Con anterioridad a Horton, la descripción de las cuencas de drenaje y redes de canales era una ciencia cualitativa y se transformó en cuantitativa, lo que proporcio-



nó datos numéricos de valor práctico (Strahler, 1964). El desarrollo de la cuantificación ha venido dado por la existencia de las computadoras, que tratan rápidamente gran cantidad de datos.

Como consecuencia de la complejidad de los procesos geomorfológicos se han utilizado *modelos* (Kirkby, 1987), que son otra de las vertientes de la Geomorfología moderna. Los modelos a escala son los que reproducen una parte de la realidad (utilización de túneles de viento, tanques para erosión fluvial, etc.); los analógicos, como la simulación en caolín de la deformación del hielo y, finalmente, los matemáticos de los que Ahnert (1987a) y Kirkby (1994) son los investigadores más relevantes en la actualidad. Estos dos últimos modelos no pueden abarcar toda la complejidad de las interacciones entre los procesos (Baker y Twidale, 1991).

### 1.2.5 Reconstrucción de la historia geomorfológica: geocronología

Durante mucho tiempo, las disciplinas geológicas se han tenido que contentar con las **cronologías relativas**, que nos permiten conocer una sucesión de eventos, pero sin precisar la duración de los mismos. La **cronología absoluta** suministra la edad de algunos eventos, lo que aporta un cambio radical a nuestras investigaciones. No elimina las tradicionales cronologías relativas, sino que se utiliza para precisar la edad de las principales unidades temporales clásicas de la Geología (Tricart, 1965).

El **análisis polínico** se utiliza fundamentalmente en el estudio de los depósitos cuaternarios con el fin de investigar las oscilaciones climáticas, mediante la variación del polen en una columna o sondeo. A principios del siglo XX, Blytt y Sernander establecieron una columna de periodos climáticos, en los que diferenciaban de más moderno a más antiguo para el Postglaciar (que corresponde a los últimos 10.000 años) los periodos son: Subatlántico, Suboreal, Atlántico, Boreal y Preboreal; el Tardiglaciar se subdivide en Dryas superior, Allerød, Dryas inferior, Bolling y finalmente al Pleniglaciar corresponde el Dryas más antiguo y el Ártico. Los restos **prehistóricos** constituyen otra fuente de datación.

La datación constituye una parte esencial de la reconstrucción del relieve y, por lo tanto, de la cronología, que es la esencia de la Geología. Además, las dataciones numéricas de las rocas permiten calcular velocidades de meteorización y erosión (Oguchi *et al.*, 1999). En la Tabla 3.1 se indican los métodos de datación absoluta más utilizados.

Las técnicas de reconstrucción han recibido un buen empuje por medio del estudio de los cambios recientes globales. El principal proyecto de IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme) es el denominado Past Global Changes (PAGES). Incluye dos espacios de tiempo: (1) los últimos 2.000 años de la historia de la Tierra y (2) los últimos varios cientos de miles de años. Las contribuciones geomorfológicas al cambio ambiental en estas épocas se encuentran, entre otras, en Slaymaker (2000).

## 1.3 Sistemas geomorfológicos

Strahler en su publicación de 1952 sobre las bases dinámicas de la Geomorfología, indica que el desarrollo de esta materia es completo cuando las formas y procesos están relacionados como sistemas dinámicos y la transformación de las masas y la energía es función del tiempo. Muchos de los procesos geomorfológicos operan en sistemas definidos, que pueden aislarse para su análisis. En su trabajo de 1980, definió al sistema como un conjunto de elementos interrelacionados o interconectados, que se supone existen en el mundo real, y que poseen características únicas que los humanos pueden medir, describir, analizar o presentar. Los sistemas geomorfológicos se han complicado por la evolución biótica, que afecta al suelo (Twidale, 2003) y también por la aparición del hombre, que modifica el sistema natural (Clowes y Comfort, 1982). Los procesos teóricos y prácticos de la teoría general de sistemas fueron adaptados por varios discípulos de Strahler (Kennedy, 2004), tales como Chorley y Schumm.

Los sistemas pueden considerarse abiertos, cerrados y aislados (Chorley y Kennedy, 1971). En un **sistema aislado** no se importa o exporta materia o energía. En el **sistema cerrado** se puede transferir energía pero no materia. Finalmente, en un **sistema abierto** se puede intercambiar energía y la materia puede moverse (Hugget, 2003). En cualquier sistema geomórfico se manifiestan **procesos endógenos** o internos (tectónica, volcanismo) y **procesos exógenos** o externos (geomórficos), que derivan en gran parte de las fuerzas climáticas (Scheidegger, 1961). En pocas palabras, los procesos endógenos crean el relieve y los exógenos lo destruyen. La cadena resultante entre ambos constituye una gran parte del desarrollo de la Geomorfología. El ciclo de erosión de Davis forma parte de lo que se conoce como sistema cerrado, mientras que el sistema abierto deriva de la teoría general de sistemas en la que se enmarca el estudio de los procesos (Kennedy, 2004).

Un ejemplo lo constituye el sistema fluvial (Schumm, 1977). En él diferencia un área fuente de sedimentos o de producción, que constituye la zona 1 o cuenca de drenaje, la zona 2 de transferencia y la zona 3 de sedimentación.

En la zona 1, los controles dominantes son el clima, el diastrofismo y los usos del suelo, mientras que los controles de la zona 3 son el nivel de base y el diastrofismo.

## 1.4 Conceptos geomorfológicos

La capacidad de un sistema geomórfico puede expresarse de dos formas: primera, por la velocidad de evacuación del sedimento y, segunda, por la energía consumida en mantenerlo o transformarlo. Esto conduce al concepto de **equilibrio**, que sólo puede expresarse en las direcciones del cambio (Chorley *et al.*, 1984). Chorley y Kennedy (1971) diferencian ocho tipos de equilibrio en Geomorfología (Fig. 1.5). (a) El equilibrio estático se encuentra cuando en un sistema no tiene lugar ningún cambio a lo largo del tiempo. (b) En el equilibrio estable hay una tendencia a volver a su estado primitivo después de un pequeño disturbio. (c) El equilibrio inestable se encuentra cuando un pequeño disturbio fuerza al sistema a un nuevo estado de equilibrio en el que se estabiliza. (d) El equilibrio metaestable se produce cuando un sistema atraviesa un umbral externo o interno del sistema. (e) El sistema estacionario existe cuando un sistema fluctúa constantemente alrededor de un estado de equilibrio medio. (f) El

equilibrio termodinámico constituye la tendencia de algunos sistemas hacia un estado de entropía máximo. (g) El equilibrio dinámico consiste en un conjunto de fluctuaciones en torno a un estado medio que cambia en una dirección determinada. (h) El equilibrio dinámico metaestable combina las tendencias dinámicas y metaestables con fluctuaciones alrededor de una tendencia en la que se atraviesan umbrales.

Muchas de las formas del relieve se encuentran en un equilibrio dinámico (Hack, 1960) en el que los procesos operan pero los elementos activos del sistema están en equilibrio entre sí. Si se produce una modificación como, por ejemplo, un cambio climático, puede superarse un **umbral geomórfico** (Schumm, 1973, 1979), generándose una inestabilidad en el medio. Estos umbrales pueden ser abruptos o graduales (Begin y Schumm, 1984) y pueden operar para cualquier intervalo de tiempo, desde minutos a millones de años. Los umbrales geomorfológicos pue-

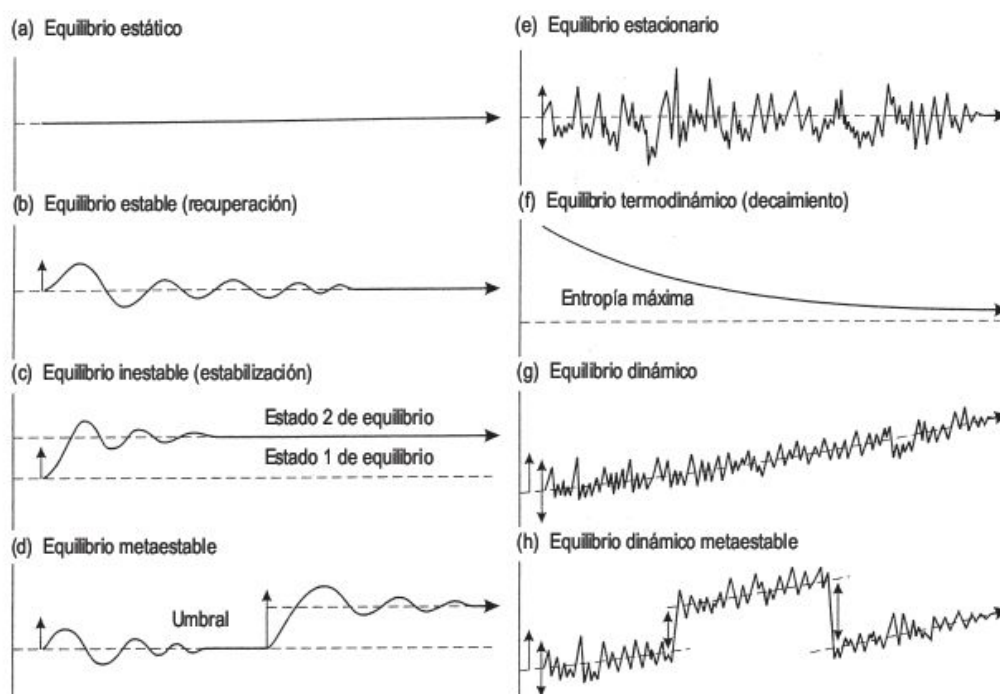
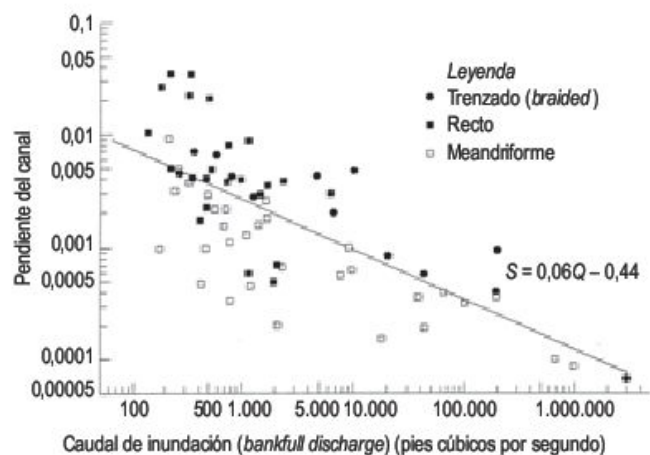


FIGURA 1.5 Tipos de equilibrio en Geomorfología (Chorley y Kennedy, 1971).

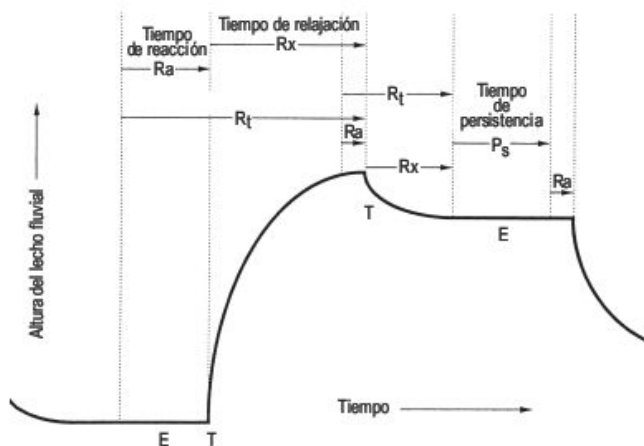


den desencadenarse por causas extrínsecas o intrínsecas. Un ejemplo del primer tipo es un cambio brusco que elimina la vegetación, lo que conlleva una intensa erosión. El umbral intrínseco opera dentro del sistema, como cuando tiene lugar un aporte continuo de partículas en una ladera en la que se llega a alcanzar un umbral crítico de inestabilidad. Estos umbrales geomorfológicos pueden definirse a veces cuantitativamente (Leopold y Wolman, 1957) (Fig. 1.6) y utilizarse como base para el reconocimiento de modelados potencialmente inestables (Schumm, 1979). Por otra parte, como las conexiones dentro de un sistema geomórfico son tan complicadas, cuando se introduce un cambio externo se propaga por el sistema de una forma compleja (**respuesta compleja** de Schumm, 1973). La identificación de un umbral intrínseco tiene aplicaciones prácticas. Brunsden (1980, 1990, 2004) analiza un conjunto de conceptos importantes en relación con la respuesta de los sistemas geomórficos a los procesos predominantes. Señala un **tiempo de reacción** del sistema ante los estímulos, seguido de un **tiempo de relajación** necesario para establecer unas nuevas condiciones de equilibrio. La suma de los tiempos de reacción y relajación constituye el tiempo de respuesta. El tiempo durante el que el sistema geomorfológico permanece en estado de equilibrio es el **tiempo de persistencia** (Fig. 1.7) (Bull, 1991). Podemos, por consiguiente, tener sistemas con diversos umbrales, tiempos de persistencia breves o largos y tiempos de respuesta muy variables. Estos últimos nos indican la sensibilidad del sistema al cambio (Brunsden, 1980, 1990; Wright, 1984).

La **inestabilidad** y el **cambio geomorfológico** se deben a la intervención de factores extrínsecos, que se introducen en el sistema, y a las propiedades internas de los sistemas (factores intrínsecos). Las condiciones de la inestabilidad intrínseca se pueden deber a que operan cerca de los umbrales intrínsecos (sistemas de erosión semiáridos); condiciones topográficas de alta energía, en las que las la-



**FIGURA 1.6** Relación entre el caudal y la pendiente. La línea separa los canales meandriformes y trenzados (*braided*) (Leopold y Wolman, 1957).



**FIGURA 1.7** Los cambios en altura del lecho fluvial producidos por agradación y degradación se utilizan como referencias para indicar los componentes del tiempo de respuesta.  $R_t$  es el tiempo de respuesta, que es la suma del tiempo de reacción ( $R_a$ ) y el tiempo de relajación ( $R_x$ ).  $P_s$  es el tiempo de persistencia en las nuevas condiciones de equilibrio. T y E son condiciones de umbral y de equilibrio, respectivamente (Bull, 1991).

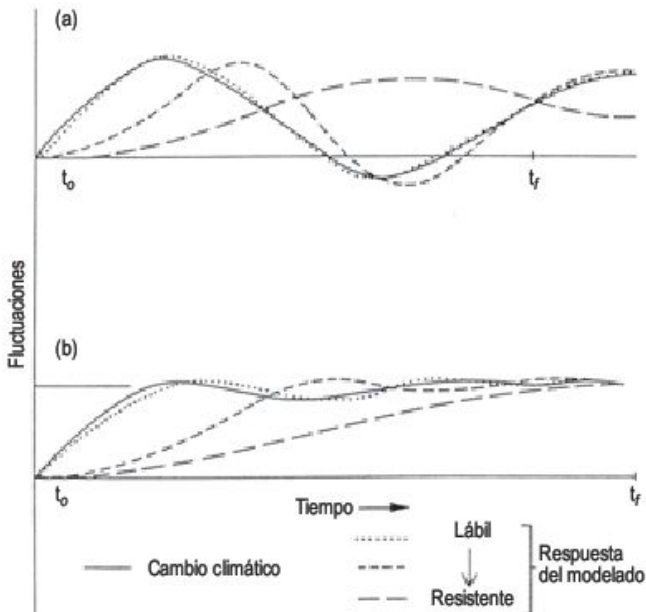
deras están cerca de umbrales erosivos (áreas de energético levantamiento tectónico y/o rápida incisión fluvial) y, finalmente, ambientes climáticos de gran energía (zonas de monzones y huracanes). Los sistemas de gran energía implican grandes movilizaciones de sedimentos, que corresponden a importantes velocidades de cambio geomorfológico intrínseco. Esta inestabilidad puede estudiarse en diferentes escalas temporales, desde las inestabilidades inducidas por el hombre, a los cambios climáticos y movimientos tectónicos del Cuaternario. También se puede extender a las escalas espaciales (Harvey, 2007).

Se conoce muy poco en relación con la resistencia de los sistemas naturales a los cambios geomorfológicos. Un campo de investigación de extraordinario interés es el relativo a la sensibilidad del modelado al cambio. «La **sensibilidad** de un paisaje al cambio se expresa como la probabilidad de que un cambio determinado en los controles de un sistema produzca una respuesta sensible, reconocible y persistente» (Brunsden y Thornes, 1979). La sensibilidad puede variar en el espacio y en el tiempo y también según la escala (Thornes y Brunsden, 1977). Los sistemas geomorfológicos de menor área alcanzan un equilibrio más rápido con las nuevas condiciones y permiten llevar a cabo un análisis en breves lapsos de tiempo. Las modificaciones temporales pueden ser lentas y graduales o súbitas y catastróficas. Las formas del relieve presentan, por lo general, una respuesta lenta al cambio climático, por lo que frecuentemente sólo se pueden analizar en largos periodos de tiempo. Para entender las modificaciones, más o menos rápidas, del desarrollo de los modelados es preciso conocer, lo más adecuadamente posible, las magnitudes de los procesos y el registro tempo-



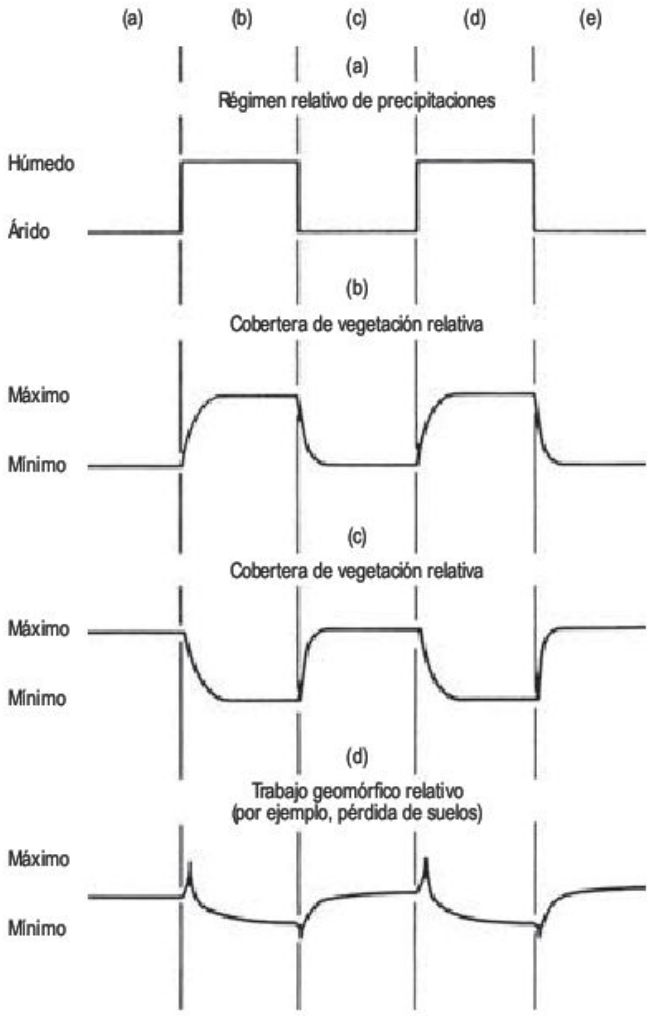
ral de los mismos. Todo ello nos puede conducir al entendimiento de la sensibilidad de los sistemas geomorfológicos (Allison y Thomas, 1993). Podemos diferenciar aquellos modelados de alta sensibilidad a los impulsos externos y que, por lo tanto, responden rápidamente a los procesos predominantes, tales como los canales fluviales; se les puede denominar inestables o frágiles (Thomas, 2001). Los sistemas insensibles o estables son los que tienen una respuesta lenta y presentan una gran resistencia al cambio, como las zonas de interfluvio o las llanuras de África y Australia. Las áreas insensibles suelen corresponder a formas del relieve elaboradas en litologías resistentes, mientras que en las zonas sensibles los pequeños cambios se registran más rápidamente, tal y como se comprueba en las regiones acarcavadas (Brunsden y Thornes, 1979).

En las áreas desérticas, la activación de los sistemas, necesaria para obtener una respuesta en el relieve, es, por lo general, mucho menor que en otras zonas climáticas. Esto indica que la sensibilidad climática del modelado de las zonas áridas es grande, ya que el tiempo de relajación necesario para reflejar cambios en las formas ante la aplicación de estímulos climáticos es pequeña (Shaw y Thomas, 1993). Estos modelados de corto tiempo de relajación Trudgill (1976a) los denomina **modelados lábiles** (Fig. 1.8). Los modelados lábiles se modifican rápidamente ante sucesos extremos o bien poseen una escasa resistencia al cambio. Su respuesta es casi paralela al cambio climático. Por el contrario, los **modelados resistentes** están sometidos a procesos débiles o presentan una elevada resistencia al cambio.



**FIGURA 1.8** Respuesta de modelados lábiles y resistentes a lo largo del tiempo. (a) Corresponde a un cambio climático cíclico y (b) representa otro de carácter fluctuante y luego estabilizado (Trudgill, 1976a).

Se ha supuesto que un cambio climático es gradual y la respuesta hidrológica es del mismo tipo. Sin embargo, Knox (1972), en su trabajo del suroeste de Wisconsin (Estados Unidos), indica que el cambio climático puede ser abrupto y, como consecuencia, se desencadena una respuesta que, aunque breve, puede ser opuesta a las curvas de pérdida de suelo de Langbein y Schumm (1958). Este autor señala que si se produce un aumento de precipitación intenso y sostenido, éste da lugar a una erosión del canal y a un incremento de la pendiente de la ladera (Fig. 1.9c). Por consiguiente, también se produce en este corto periodo un aumento importante de la pérdida de suelo, seguido de una disminución (Fig. 1.9d). Sin embargo, estas fluctuaciones son difíciles de distinguir de los efectos de grandes inundaciones con gran periodo de retorno (Chorley *et al.*, 1984).



**FIGURA 1.9** Respuestas de la vegetación y del modelado a cambios climáticos bruscos. Las curvas se aplican más adecuadamente a regiones de precipitaciones medias anuales comprendidas entre 250 y 1.520 mm (Knox, 1972).

En las primeras decenas del siglo XX, cuando se admitían por muchos geomorfólogos las ideas de William Morris Davis, el problema de la escala era muy simple, ya que la concepción cíclica permitía dividir las formas en jóvenes, maduras y seniles (Cailleux y Tricart, 1956). Pero el progreso de la investigación científica hace inviable estas divisiones. Estas circunstancias han inducido a la elaboración de áreas de diferente tamaño en Geomorfología, ya que las clasificaciones son un instrumento en el cual podemos situar nuestras investigaciones y, a su vez, son de carácter práctico, como indica la elaboración de mapas geomorfológicos. Las formas las podemos clasificar según su dimensión o bien por los procesos que las originan (Cailleux y Tricart, 1956). La Geomorfología propone problemas que se enmarcan en un amplio rango de escalas temporales y espaciales (Cox, 2007).

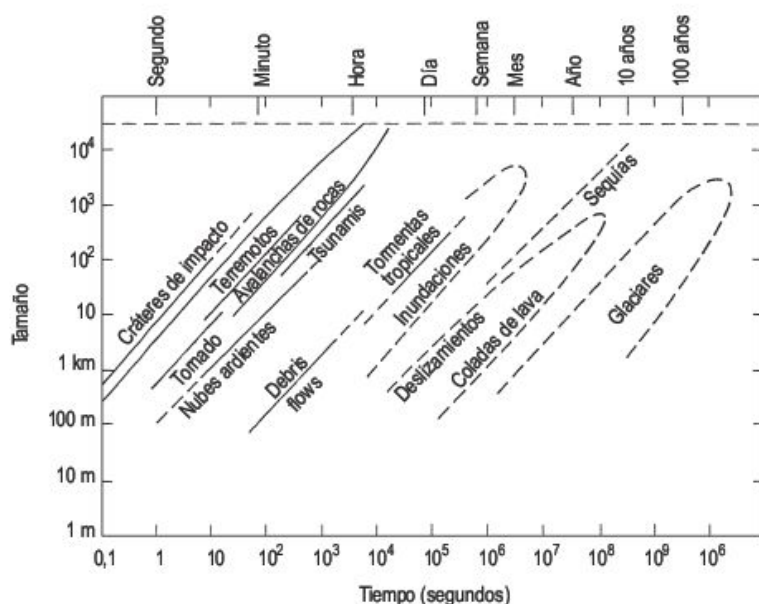
Para explicar un curso meandriforme en una red de drenaje de pequeñas dimensiones se necesitan razonamientos muy distintos, que los necesarios para entender los *point bar* de un meandro en un río de grandes dimensiones (Schumm, 1985a, 1991). Se pueden utilizar explicaciones similares para aplicar la dimensión temporal, pero el problema del tiempo es más complicado de discutir, a causa de que el tiempo no se ve y resulta difícil definir. El tiempo es una medida del cambio (Schumm, 1991). Los estudios experimentales que se realizan en campo tienen una duración de algunos años y sus resultados deben utilizarse con gran precaución para extrapolarlos al funcionamiento

de sistemas geomorfológicos que operan en magnitudes de tiempo mucho más importantes (Schumm, 1985).

La escala espacial lleva implícita las características intrínsecas de la estructura y la actuación de los procesos que actúan en el trabajo geomorfológico. A determinadas escalas de espacio llegan a ser dominantes algunas variables. También hay que tener presente que los procesos no son homogéneos en diferentes escalas (Chorley *et al.*, 1984).

Se ha sugerido la diferenciación de las características del relieve en diferentes tamaños, tal como indica la Tabla 1.1 (Tricart, 1965), que tiene unos precedentes en el trabajo de Tricart (1952b) y sobre todo en el de Cailleux y Tricart (1956). La clasificación está dividida en ocho órdenes y la ordenación jerárquica espacial de las formas de Chorley *et al.*, (1984) es muy parecida a la de Tricart (1965). La clasificación expuesta en la Tabla 1.1 es muy expresiva y no necesita grandes explicaciones. Comprende desde las morfologías que se observan desde el espacio (Short y Blair, 1986) hasta las pequeñas rugosidades que presentan las rocas.

El gráfico adaptado por Baker (2004a), del propuesto por Carey (1962), sobre la escala de los fenómenos geotectónicos, quizá sea el que sitúe mejor los procesos responsables de los modelados que operan en un amplio rango de escalas temporales y espaciales (Fig. 1.10). Para diversos intervalos de tiempo y magnitud relativa de los eventos se pueden clasificar como mega-, meso-, micro- y sin eventos (Tabla 1.2) (Schumm, 1985a).



**FIGURA 1.10** Escalas temporales y espaciales para diversos procesos geomorfológicos (Baker, 2004a; modificada de Carey, 1962).



**TABLA 1.1** Clasificación espacial de las morfologías (Tricart, 1965).

Orden	Unidades de superficie terrestre (Km <sup>2</sup> )	Características de las unidades, con ejemplos	Unidades climáticas equivalentes	Mecanismos genéticos que controlan el relieve	Tiempo de persistencia
I	10 <sup>7</sup>	Continentes, cuencas oceánicas (configuración del globo)	Grandes sistemas zonales controlados por factores astronómicos	Diferenciación de la corteza terrestre entre sial y sima	10 <sup>9</sup> años
II	10 <sup>6</sup>	Grandes entidades estructurales (Escudo Escandinavo, Tethys, Cuenca del Congo)	Grandes tipos climáticos (interferencia de los factores geográficos en los factores astronómicos)	Movimientos corticales, como la formación de geosinclinales. Influencias climáticas sobre la disección	10 <sup>8</sup> años
III	10 <sup>4</sup>	Principales unidades estructurales (cuenca de París, Jura, Macizo Central)	Subdivisiones de los tipos climáticos, pero con poca importancia en la erosión	Unidades tectónicas que tienen una unión con la paleogeografía: tasas de erosión influenciadas por la litología	10 <sup>7</sup> años
IV	10 <sup>2</sup>	Unidades tectónicas básicas: macizos montañosos, horsts, fosas	Climas regionales con influencias geográficas, especialmente en áreas montañosas	Influídos fundamentalmente por factores tectónicos y en segundo lugar por la litología	10 <sup>7</sup> años
Umbral de compensación isostática					
V	10	Accidentes tectónicos: Anticlinal, Sinclinal colgado, Monte, Valle, etc.	Climas locales, influenciados por la disposición del relieve; solana, umbría, efectos altitudinales	Predominio de la litología y de la tectostática. Influencias estructurales	10 <sup>6</sup> -10 <sup>7</sup> años
VI	10 <sup>-2</sup>	Formas del relieve: crestas, terrazas, circos, morrenas, terminales, conos de deyección	Mesoclima, directamente asociado a la forma (por ejemplo, nichos de nivación)	Predominio de la litología y de la tectostática. Influenciado por la litología	10 <sup>4</sup> años
VII	10 <sup>-6</sup>	Microformas: lóbulos de solifluxión, suelos poligonales, nebkas, badland, gullies	Microclima, directamente asociado con las morfologías, por ejemplo, lapiaz ( <i>karren</i> )	Predominio de la litología y de la tectostática. Influenciado por la litología	10 <sup>2</sup> años
VIII	10 <sup>-8</sup>	Microscópico: por ejemplo, detalles de corrosión y pulido, etc.	Microambientes	Interferencia de la dinámica y de la textura de la roca	

**TABLA 1.2** Significado variable de eventos geológicos a lo largo del tiempo (Schumm, 1985a).

Magnitud relativa del evento	Escala de tiempo							
	1 día	1 año	10 años	10 <sup>2</sup> años	10 <sup>3</sup> años	10 <sup>5</sup> años	10 <sup>6</sup> años	10 <sup>8</sup> años
Mega-evento	Flujo o deslizamiento local del suelo	Barranco ( <i>gully</i> )	Estrangulamiento de meandros	Erupción volcánica	Formación de terrazas	Glaciación continental	Grandes plegamientos y fallas	Construcción de montañas
Meso-evento	Reguero	Flujo o deslizamiento local del suelo	Barranco ( <i>gully</i> )	Estrangulamiento de meandros	Erupción volcánica	Formación de terrazas	Glaciación continental	Grandes plegamientos y fallas
Micro-evento	Movimiento de granos de arena	Reguero	Flujo o deslizamiento local del suelo	Barranco ( <i>gully</i> )	Estrangulamiento de meandros	Erupción volcánica	Formación de terrazas	Glaciación continental
Sin evento	—	Movimiento de granos de arena	Reguero	Flujo o deslizamiento local del suelo	Barranco ( <i>gully</i> )	Estrangulamiento de meandros	Erupción volcánica	Formación de terrazas



Se ocupa de la aplicación de los conocimientos geomorfológicos al estudio y propuesta de soluciones para resolver problemas de recursos, gestión y planificación ambiental (Jones, 1980). Una definición más simple es la propuesta por Huggett (2003), en la que indica que la Geomorfología aplicada estudia las interacciones de los humanos con las formas y los paisajes.

Es muy posible que los comienzos de la Geomorfología aplicada se iniciaran en el siglo XVIII por ingenieros franceses con espíritu naturalista, que abordaron la construcción de obras públicas (Tricart, 1962). Con el advenimiento de la Geomorfología de procesos en la década de 1950, comienza un nuevo enfoque en el que se establece una unión más íntima con los aspectos prácticos de la Geomorfología. En la actualidad, los valores de cuantificación de los procesos permiten a la geomorfología llevar a cabo labores de predicción, tan útiles como los necesarios para situar el emplazamiento de un repositorio para albergar residuos radiactivos de alta actividad.

Las aplicaciones de la Geomorfología pueden dividirse en dos grandes clases (Chorley *et al.*, 1984): 1) el hombre como agente geomorfológico, en términos de sus efectos, inadvertidos sobre los procesos y las formas geomorfológicas. 2) La Geomorfología como ayuda para valorar la ubicación, construcción ingenieril y planificación. Es evidente que los objetivos de la Geomorfología aplicada son numerosos y de gran amplitud.

Son innumerables los artículos y simposios publicados sobre Geomorfología aplicada y destacan por su número los relativos a Geomorfología Ambiental. Los libros editados por Hails (1977), Fookes y Vaughan (1986), Allison (2002) y Fookes *et al.* (2005) son un compendio de las diferentes ramas de la Geomorfología aplicada, explicadas por geomorfólogos especialistas en cada una de las materias. Conviene señalar el libro editado por Slaymaker (2000), por la problemática futura debida a los efectos del calentamiento de nuestro planeta en los sistemas geomorfológicos, en la que se deben valorar sus predicciones.

Los mapas geomorfológicos son la representación gráfica precisa de las formas del relieve de un área, en la que se indican un amplio rango de influencias pretéritas y actuales (St-Onge, 1968). La mayoría de las Ciencias de la Tierra han tenido un especial interés en la elaboración de mapas (Edafología, Geología, Botánica). Los mapas geomorfológicos constituyen un documento básico, que debe ser reelaborado en determinados aspectos en función de las necesidades concretas de aplicación (Peña, 1997a). El interés práctico de la cartografía geomorfológica viene expuesto en Tricart (1962, 1965, 1972, 1979), Tricart y

Demek (1972), Panizza (1972, 1988), Piotrowski *et al.* (1972). Las aplicaciones de los mapas geomorfológicos son muy numerosas: agricultura y sector forestal, ingeniería civil (obras lineales, construcción de presas) (Tricart y Demek, 1972) y prospección minera (Piotrowski *et al.*, 1972).

«Un sistema de cartografía geomorfológica puede definirse como la serie de elementos ordenados en una leyenda, establecida previamente siguiendo unos criterios metodológicos y que son aplicados a la elaboración de un mapa geomorfológico» (Peña, 1997b). Como las características geomorfológicas suelen ser diferentes en los distintos países y territorios, se han elaborado diversas leyendas geomorfológicas, que se ajustan a sus necesidades. Además, otro importante criterio previo es el de la elección de la escala adecuada a los fines perseguidos.

Se han propuesto por la Unión Geográfica Internacional escalas unificadas para la elaboración de mapas geomorfológicos de grandes territorios y se ha realizado el Mapa Geomorfológico de Europa a escala 1:2.500.000, en 16 mapas y con leyenda en cuatro idiomas (Bashenina *et al.*, 1968, 1971). Recientemente se presentó en el Sixth International Conference on Geomorphology (Zaragoza, 2005) el Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a Escala 1:1.000.000 (Martín-Serrano, 2005), en el que se explica en una memoria acompañante los objetivos, diseños y contenidos del mapa. El análisis y la problemática de los mapas geomorfológicos de escala media se encuentra ampliamente desarrollado en el libro editado por Demek y Embleton (1972) y en las consideraciones de Van Zuidam (1982). Un ejemplo lo constituye el Mapa Geomorfológico de Aragón a Escala 1:300.000 (Peña *et al.*, 2002). Para fines prácticos se deben utilizar escalas 1:25.000 a 1:100.000 y, en problemas concretos, acudir a mapas más detallados. Éstos se engloban dentro de los mapas de gran escala que diferencian Dumitreshko y Scholz (1978).

Como consecuencia de la diversidad de modelados se han planteado diferentes leyendas geomorfológicas en determinados países. Se ha propuesto una norma para el establecimiento del mapa detallado de Francia (Tricart, 1972). Esta leyenda ha sido traducida al español por Serrat (1976) y utilizada con variaciones por geomorfólogos españoles. Martín-Serrano *et al.*, (2004) establecen la leyenda del Mapa Geomorfológico de España, Escala 1:50.000. El Sistema de Cartografía Geomorfológica del I.T.C. (International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences) fue elaborado, sometido a revisiones y presenta la leyenda en inglés, francés y español (Verstappen y Van Zuidam, 1968, 1991; Verstappen,



1970). Los mapas geomorfológicos detallados tienen una gran raigambre en Polonia (Klimaszewski, 1956, 1963; Jurasz y Niewiarowski, 1962). La leyenda de los mapas geomorfológicos de Rusia ha sido establecida por Baschenina *et al.*, (1960) para escalas de 1:25.000 y 1:50.000. La primera leyenda de los mapas checos fue elaborada en 1963 y los trabajos de Demek (1972) y Czudek (1973a) han contribuido notablemente a potenciar la cartografía geomorfológica en Checoslovaquia. Los mapas geomorfológicos alemanes se realizan: dentro del GMK Schwerpunktprogramm, Leser y Stäblein (1985) establecen la leyenda del mapa geomorfológico 1:25.000. También Pa-

nizza (1972) propone la leyenda de los mapas geomorfológicos detallados en Italia.

En España se ha elaborado la leyenda de los mapas geomorfológicos a escala 1:50.000 (Martín-Serrano *et al.*, 2004). Desde hace algunos años cada mapa geológico oficial a escala 1:50.000, va acompañado de un mapa geomorfológico en color a la misma escala. Igualmente, las propuestas de leyendas detalladas han sido planteadas en muchos otros países.

Por otra parte, a lo largo del desarrollo del presente libro se pretende analizar los problemas de carácter aplicado en los diferentes ambientes diferenciados.

# 1.7

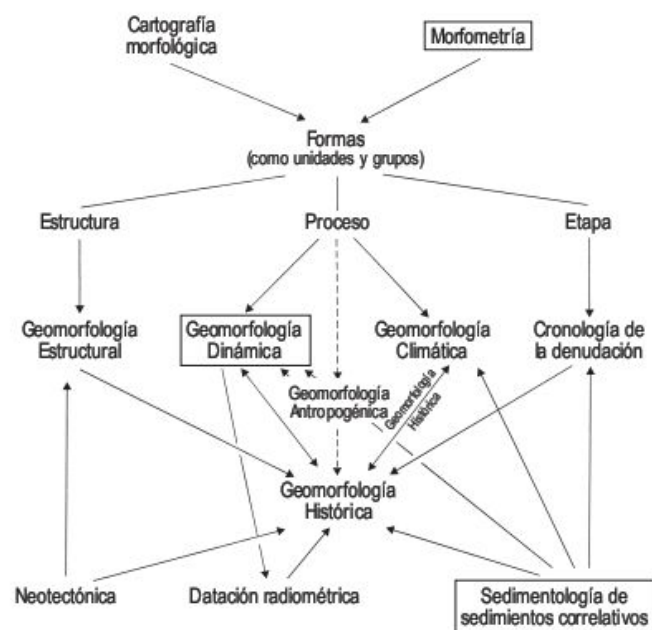
## Estructura de la Geomorfología

Jennings (1973) en su artículo sobre la historia y compartimentación de la Geomorfología propone una estructura de esta disciplina (Fig. 1.11), basada en sus experiencias personales. En su esquema, indica que las técnicas empleadas y los estudios relacionados pueden aplicarse a diferentes regiones o dominios de la Geomorfología, tales como fluvial, costero, glaciar, karst, etc. También en la figura enmarca las materias que están afectadas por la revolución matemática y en parte por la nueva Geomorfología.

Otra división es la propuesta por Tricart y Cailleux (1965) en la que diferencian tres grandes grupos: Geomorfología Climática o Zonal, Geomorfología Estructural y Geomorfología Azonal o Plurizonal, que algunos autores aplican en su libro (Panizza, 1992).

Volviendo a la Figura 1.11, el armazón de la Geomorfología comprende las Geomorfologías Estructural, Dinámica, Climática y la cronología de la denudación. Todas ellas alimentan a la Geomorfología Histórica. Las formas pueden cartografiarse, analizarse por morfometría, teniendo en cuenta sus influjos estructurales estáticos y dinámicos. El estudio de los procesos, la sedimentología de los sedimentos correlativos y las dataciones radiométricas, también convergen en la Geomorfología Histórica. Finalmente, el cambio climático y antrópico terminan por configurar la estructura de la Geomorfología para el Profesor Jennings. Es evidente

que se trata de una versión particular, pero creemos que cubre ampliamente las diferenciaciones más significativas de la Geomorfología.



**FIGURA 1.11** Estructura de la Geomorfología (Jennings, 1973).





# 2

## Geomorfología Estructural

### CONTENIDO

- 2.1. Introducción
- 2.2. Estructura interna de la Tierra
- 2.3. Composición de la Tierra
- 2.4. Litosfera y Astenosfera
- 2.5. Isostasia
- 2.6. Precursores de la tectónica global
- 2.7. Tectónica de placas
- 2.8. Modelados estructurales
- 2.9. Modelados pseudoestructurales

## 2.1 Introducción

La Geomorfología Estructural se preocupa del estudio de los modelados que deben su carácter a sus litologías y a las estructuras de las rocas y se conoce como **modelados estructurales** (Twidale, 1971; Migon, 2004) o **tectostática** (Tricart, 1968). También se engloba dentro de la Geomorfología Estructural a las formas del relieve resultantes de la actividad de los procesos endógenos, sin la intervención de las fuerzas de denudación. Estas formas se denominan **modelados tectónicos** (Twidale, 1971; Goudie, 2004c) y también se conoce como **tectodinámica** (Tricart, 1968).

En sentido geomorfológico, el término estructura abarca no sólo los factores pasivos inherentes al tipo de roca (litología) y a la disposición de los estratos (estratigrafía y tectónica) sino también a los cambios activos y continuos de estas propiedades (Twidale, 1971). En los estudios de Geomorfología Estructural se considera a la erosión bajo un aspecto global, sin precisar sus mecanismos y sin analizar sus procesos; solamente para comprender su interacción con la tectodinámica y para indicar cómo la estructura influye sobre el tipo de relieve (Tricart, 1968).

La acción de los procesos exógenos sobre la estructura de las rocas produce modelados estructurales de diferente magnitud. Las rocas tienen diferente resistencia ante los procesos de meteorización y de erosión. Por otra parte, la acción de la dinámica externa sobre algunos tipos de rocas origina modelados específicos. Así, existen una gran variedad de formas en las áreas graníticas que

han dado origen a tratados sobre las mismas. Son importantes las monografías de Twidale (1982b) y Twidale y Vidal Romaní (2005). Igualmente, los terrenos calizos y evaporíticos sufren el proceso de disolución dando origen a una gran variedad de morfologías y, a su vez, su estudio tiene vertientes de carácter aplicado (hidrogeología, yacimientos, geotecnia, etc.). Son muy numerosos los trabajos sobre el karst (v. gr. Sweeting, 1972). También se reconocen modelados específicos en las formaciones de areniscas (Young y Young, 1992; Young, 2004).

La Geomorfología Tectónica analiza la lucha constante entre los procesos tectónicos que tienden a generar topografía y los procesos superficiales que denudan y rejuvenecen paulatinamente el relieve creado (Burbank y Anderson, 2001). En la actualidad muchos geomorfólogos están inmersos en el estudio de los procesos geomorfológicos en pequeñas dimensiones y no se han preocupado apenas de los avances que ha experimentado la Geomorfología con el advenimiento de la tectónica de placas y la construcción de sistemas montañosos (*mountain building*) a gran escala (Summerfield, 1991; Keller y Pinter, 1996; Burbank y Anderson, 2001).

Hay muchas características de la Tierra que se deben en gran parte a la actividad tectónica (v. gr. escarpe de falla, pliegues, pluma mantélica, estructura anular, etc.). Se deben a la acción de distintos tipos de actividad tectónica (diastrofismo, epirogenia, isostasia, etc.) (Goudie, 2004c).

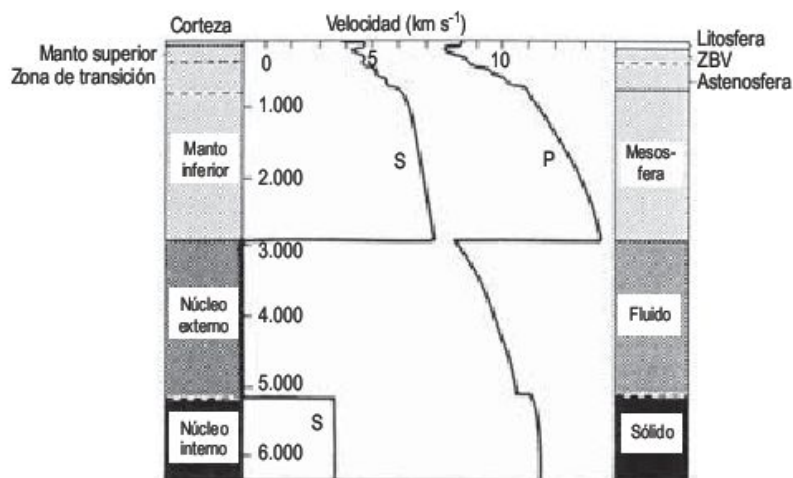
## 2.2 Estructura interna de la Tierra

Nuestro conocimiento del interior de la Tierra se debe fundamentalmente al estudio de las ondas sísmicas. La propagación de las mismas en el interior del globo terráqueo hace posible conocer los tiempos de recorrido en diferentes lugares y deducir las grandes geosferas existentes en su interior.

Los sismos o terremotos se originan en un punto del interior de la Tierra, denominado **foco o hipocentro**, que se localiza normalmente hasta 700 km de profundidad. La proyección vertical del foco en la superficie se conoce como **epicentro**. El tamaño de un terremoto se mide por la energía liberada, que se puede calibrar con la **escala de magnitudes de Richter** (Bullen y Bolt, 1985).

La energía liberada por un terremoto se propaga como diferentes tipos de ondas elásticas, denominadas ondas sísmicas. Las **ondas P** (primarias) son las más rápidas y llegan en primer lugar; también se las denomina **ondas longitudinales** o **compresivas**. Las **ondas S** (secundarias) no se propagan en los medios líquidos o fundidos debido a que su rigidez es cero; también se las conoce como **ondas de cizallamiento** o **transversales**. Las ondas sísmicas que se transmiten por la superficie terrestre se denominan **ondas superficiales**. Las ondas longitudinales y transversales se llaman a veces precursoras, puesto que llegan antes que las ondas superficiales. La Figura 2.1 indica que el interior de la tierra es claramente





**FIGURA 2.1** Variación de las velocidades de las ondas P y S con la profundidad en la Tierra (basada en datos de Hart *et al.*, 1977) y su correlación con las características composicionales y geológicas (Kearey y Vine, 1996).

heterogéneo. Esta heterogeneidad no es fortuita, sino que existen discontinuidades que subdividen el interior de la Tierra. La primera discontinuidad fue descubierta por Mohorovicic en sus estudios de las ondas sísmicas originadas por el terremoto de Croacia de 1909. La **Discontinuidad de Mohorovicic**, o **Moho**, separa la Corteza del manto terrestre. En 1925 se descubrió en los Alpes austriacos dentro de la Corteza la **Discontinuidad de Conrad**. El modelo de Conrad fue adoptado por los antiguos petrólogos que diferenciaron dos capas: **SIAL**, capa superior rica en sílice y aluminio y **SIMA**, enriquecida en sílice y magnesio. La velocidad de las ondas sísmicas aumenta bruscamente en el Moho tanto en ambientes continentales como oceánicos. Se reconoce una **zona de baja**

**velocidad (ZBV)** entre 80 y 300 km de profundidad. Entre 400 y 670 km la velocidad aumenta claramente en la denominada **zona de transición**, que separa el manto superior del inferior.

La velocidad de las ondas sísmicas aumenta paulatinamente en el manto inferior hasta 2.891 km, que señala la **Discontinuidad de Gutenberg**. Esta discontinuidad separa el manto del núcleo terrestre en el que la velocidad de las ondas P disminuye bruscamente y las ondas S no se transmiten, lo que indica que debe de estar en estado fundido. Las ondas P incrementan su velocidad a 5.150 km que separa el núcleo externo del interno. Algunos investigadores denominan a este límite **Discontinuidad de Lehman** (Fowler, 2005).

## 2.3 Composición de la Tierra

La composición de la parte más superior de la corteza la conocemos directamente a partir de sondeos mecánicos. A mayores profundidades la información es indirecta. La propagación de las ondas sísmicas proporciona los datos más numerosos y fehacientes de la composición interna de la Tierra.

Teniendo en cuenta la composición media de la parte superior de la corteza continental, podemos señalar que se trata de rocas granodioríticas y cuarzdioritas. La investigación de conjuntos minerales estables de rocas de composición basáltica sin agua, a presiones superiores a 30 kilobares y temperaturas entre 1.000 y 1.250° (Green y Ringwood, 1967) proporcionan datos sobre la composición mineralógica y química de la corteza inferior. Deducen que en «seco» la composición corresponde a formas de alta presión de rocas ácidas e intermedias. Si la

corteza inferior es «húmeda» las rocas de composición basáltica se encuentran como anfibolitas. No obstante, la corteza inferior debe tener una composición compleja con importantes variaciones regionales.

La corteza oceánica tiene 6-7 km de espesor. Se divide en tres capas diferenciadas por las distintas velocidades de propagación de las ondas. La capa 1 son materiales sedimentarios; la capa 2 está constituida por basaltos y diques de la misma composición y la capa 3 por gabros y metagabros.

Se cree que generalmente el manto es químicamente homogéneo y está formado por silicatos. Las modificaciones en la mineralogía y estructura de los silicatos con la profundidad permiten diferenciar una zona de transición entre 400-670 km, que separa el manto superior del inferior. La composición del manto se deduce del estudio



de la propagación de las ondas sísmicas, enclaves en basaltos e investigaciones de meteoritos.

Como la corteza oceánica está constituida por basaltos procedentes del manto, se piensa que el manto superior está formado por peridotitas o eclogitas (Harrison y Bonatti, 1981). Estas rocas poseen una velocidad sísmica similar a la del manto superior. Por diversas consideraciones mineralógicas y petrofísicas, se estima que la composición del manto superior corresponde a peridotitas. Mediante el estudio de los meteoritos y de datos de estudios experimentales se estima la composición global del manto. Ringwood (1974) ha sugerido que las composiciones más adecuadas corresponden a una mezcla de una parte de basalto y tres de dunita (roca muy rica en olivino), a la que Ringwood denomina pyrolita.

En la Figura 2.1 se señala la presencia de una zona de bajas velocidades, que indica la presencia de material fundido. La zona de baja velocidad del manto superior es de gran importancia para la tectónica de placas, que representa una capa de baja viscosidad sobre la que pueden movilizarse la Litosfera y Astenosfera.

Las condiciones existentes en el manto inferior indican que ninguna roca común se equipara con estas condiciones, aunque unos pocos minerales como el corindón

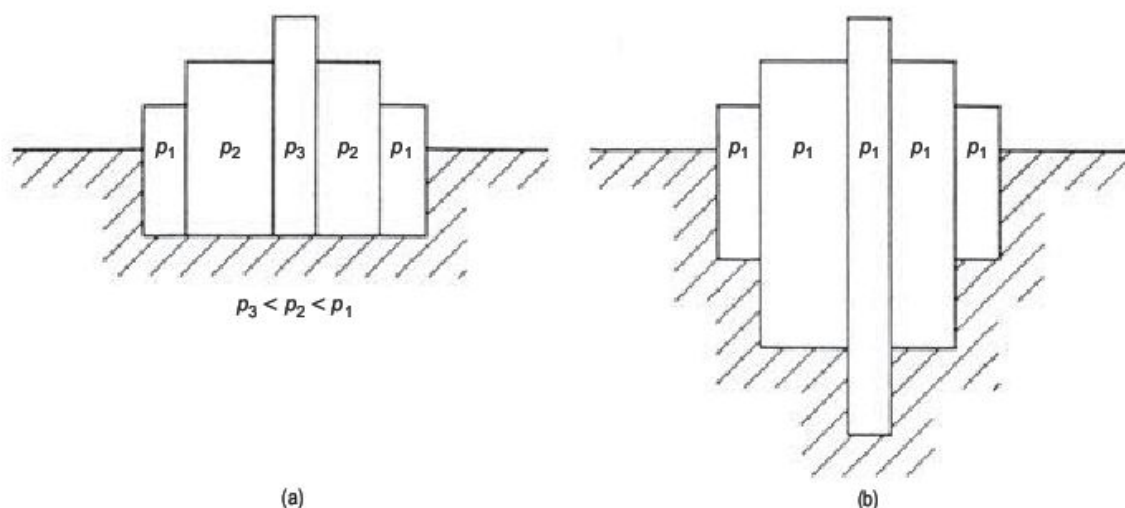
( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), periclasa ( $\text{MgO}$ ) y rutilo ( $\text{TiO}_2$ ) se ajustan a las mismas. Parece evidente que el manto es heterogéneo y el manto inferior debe diferir mineralógicamente del manto superior. La diferencia podría estar en la composición química (adición de Fe) o mineralógica (polimorfismo) y ésta parece la más probable.

El núcleo comienza su desarrollo a 2.891 km, en la discontinuidad de Gutenberg y hasta 5.150 km las ondas S no se transmiten, ya que se encuentra en estado fundido. El intervalo entre 2.890-5.150 km corresponde al núcleo externo. El núcleo interno se encuentra teóricamente en estado sólido-metálico, ya que se transmiten las ondas S. En cuanto a la composición del núcleo parece corresponder con la de los meteoritos feríferos, constituidos por hierro con pequeñas cantidades de níquel y otros metales. La elevada densidad del núcleo indica que debe estar constituido por elementos muchos más pesados que los que forman el manto. Como el hierro es el único elemento pesado que parece existir en el sistema solar con cierta abundancia, se estima que debe ser un constituyente importante del núcleo. Parece ser que el núcleo contiene un 4% de níquel y el resto hierro. El núcleo interno tiene una velocidad sísmica y densidad de acuerdo con una composición de hierro puro.

## 2.4 Litosfera y Astenosfera

La corteza y el manto superior en estado sólido constituyen la **Litosfera** (Fig. 2.2), que se define con criterios sísmológicos como la capa rígida más externa de la Tierra. Se diferencian dos tipos: **Litosfera oceánica**, cuya parte

superior está constituida por la delgada corteza oceánica, mientras que la **Litosfera continental** su zona superior está formada por una gran potencia de corteza continental. El espesor de la Litosfera es muy variable y el límite



**FIGURA 2.2** Representación esquemática del equilibrio isostático según (a) Pratt y (b) Airy (Jacobs, Russell y Wilson, 1959).

con su capa inferior, la **Astenosfera**, es gradual, aunque se asume que es de carácter térmico coincidiendo con la isograda de 1.333°C, que marca el comienzo de la fusión del olivino, el mineral más abundante del manto terrestre. La Astenosfera es una capa mucho más débil y reacciona como un flujo lento al estar sometida a esfuerzos. La Astenosfera no está fundida, ya que las ondas S se propagan en ella. No obstante, es posible que se encuentren pequeñas cantidades de material fundido. La plasticidad relativa de la Astenosfera se debe fundamentalmente al efecto

de la temperatura elevada ( $>1.333^{\circ}\text{C}$ ) sobre la reología del material del manto.

La Astenosfera se cree que se extiende hasta una profundidad máxima de unos 700 km. Las propiedades de la capa infrayacente son poco conocidas. Las ondas sísmicas que la atraviesan no presentan anomalía (Fig. 2.1) y se indica que esta capa es de alta resistencia y se denomina **Mesosfera**, ocupando el resto del manto inferior terrestre hasta la Discontinuidad de Gutenberg (comienzo del núcleo).

## 2.5 Isostasia

La teoría de la **isostasia** proporciona la base para el entendimiento de los movimientos corticales en la vertical. La **Litosfera** rígida se puede considerar «flotando» sobre la **Astenosfera** infrayacente. Para alcanzar el equilibrio la **Litosfera** se ajusta verticalmente según su espesor y densidad. El término isostasia fue introducido por el geólogo americano Dutton en 1889 para señalar este estado de equilibrio. Existen dos modelos que explican este equilibrio. Por un lado, en el **modelo de Pratt** de 1859 se indica que sobre la superficie de equilibrio el volumen del bloque cortical tiene su propia densidad, siendo el de mayor volumen el de densidad más baja. El **modelo de Airy** de 1855 propone un mejor acercamiento al problema. Estima que los bloques tienen la misma densidad, pero de diferente espesor y flotan sobre un substrato más pesado (Fig. 2.2). La diferencia fundamental entre ambos modelos es la situación del denominado **Nivel de Com-**

**pensación Isostática**, que en el modelo de Pratt posee profundidad constante y en el de Airy es variable, estando a mayor profundidad bajo los continentes que bajo los océanos.

Todo esto indica que la corteza terrestre «flotante» cuanto más se eleva (cordilleras, altiplanicies) más profunda es su inflexión en el manto superior. El empuje del plegamiento de estratos inicialmente horizontales produce un engrosamiento de la corteza y el levantamiento isostático de su superficie.

Cuando se añade una carga adicional, como una importante acumulación de hielo la corteza se hunde a mayor profundidad y el manto superior se eleva cuando comienza la fusión de la acumulación de hielo. A este proceso se denomina **rebote glacioisostático**. Los ejemplos más característicos son la fusión de los casquetes de hielo de Fenoscandia y Lauréntido.

## 2.6 Precursores de la tectónica global

Durante la década de 1960 se desarrolló fundamentalmente lo que podemos considerar la gran revolución de las ciencias de la Tierra, denominada tectónica global o tectónica de placas, en la que se explica una nueva teoría que aglutina los diversos aspectos de los conocimientos de la historia geológica de los últimos cientos de millones de años.

La tectónica global tuvo sus predecesores a lo largo de los siglos pasados y sus argumentos y puntos de vista han sido comentados en artículos y libros, en los que se puede efectuar el seguimiento de la evolución de las ideas (Coulomb, 1969; Takeuchi, Uyeda y Kanamori, 1970; Rupke,

1970; Tarling y Tarling, 1971; Hallam, 1973; Vine, 1977; Franckel, 1988; Kearey y Vine, 1996; Jordá, 1998).

Francis Bacon en su obra *Novum Organum* de 1620 y François Placet en su libro *La Corruption du grand et petit monde* llamaron la atención sobre la similitud de las líneas de costa atlánticas de África y América del Sur y la posibilidad de que ambos continentes estuvieron unidos. Placet señala al Diluvio Universal como la causa de la separación.

Durante los siglos XVII y XVIII reinan las ideas catastrofistas en su mayoría de las ciencias, que invocan al Diluvio como la causa fundamental de la apertura y se-



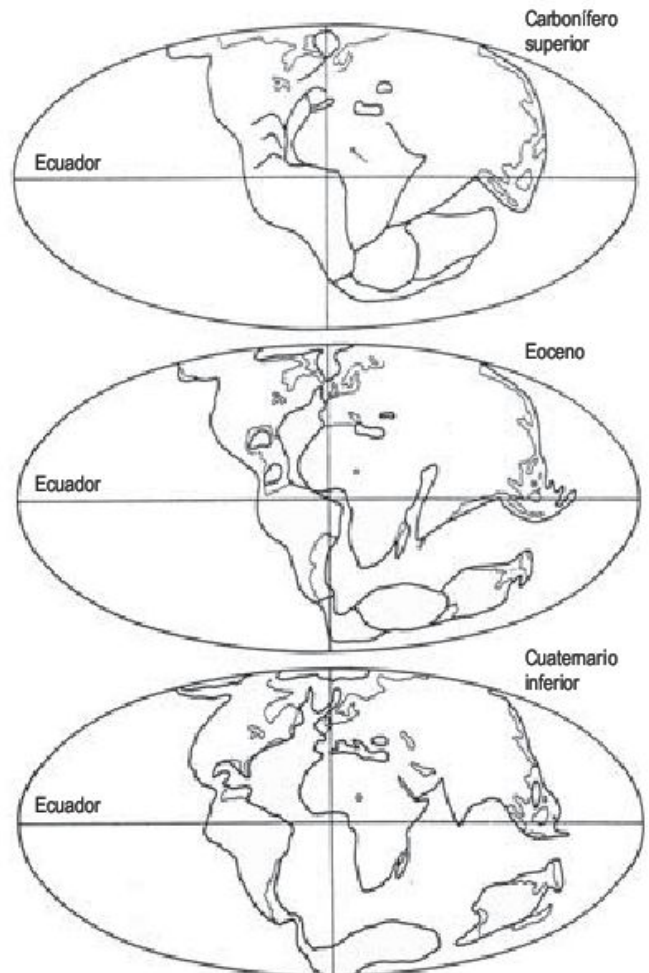
paración del Océano Atlántico (Lilienthal en 1756 y Alexander von Humboldt en 1845), aunque este último aducía también semejanzas geológicas entre los continentes meridionales. En 1858, Antonio Snider-Pellegrini en su libro *La création et ses mystères* impresionó por las semejanzas entre las plantas fósiles del Carbonífero de América y Europa y propuso que todos los continentes formaban parte de una única masa terrestre. A comienzos del siglo XX el geólogo austriaco Eduard Suess, en su voluminosa obra de tres volúmenes titulada *La Faz de la Tierra*, observó una estrecha correspondencia entre las formaciones geológicas del hemisferio meridional que estimó estuvieron unidas en un único continente denominado **Gondwana**.

En el siglo XIX se produce un lento cambio desde las ideas catastrofistas o cataclismistas, que habían perdurado secularmente, a las nuevas explicaciones de la teoría uniformista del actualismo, pronunciadas por los geólogos ingleses James Hutton y Charles Lyell. Pero fueron Taylor en 1910, un físico americano, y mucho más todavía Wegener (1915), meteorólogo alemán, quienes además de coleccionar numerosos datos a favor de la **deriva**, desecharon el catastrofismo proponiendo un mecanismo de **deriva** lento, que tiene lugar todavía en la actualidad. Wegener en su libro *El origen de los continentes y océanos*, propuso que todos los continentes estuvieron unidos antes del comienzo del Mesozoico, hace unos 250 m.a. (Fig. 2.3) y denominó a este supercontinente **Pangea**.

Utiliza el argumento de las líneas de costa, que encajan como un rompecabezas. Añade la similitud entre las formaciones geológicas y fósiles existentes a ambos lados del Océano Atlántico y aporta argumentos paleoclimáticos, como tillitas y estrías glaciares, para señalar una glaciación. Igualmente reconstruye zonas climáticas, a partir del estudio de las formaciones geológicas de diferentes edades.

El trabajo de Wegener produjo inicialmente un gran impacto entre los geólogos y geofísicos de todo el mundo, aunque también tuvo duros detractores, que tacharon la idea como demasiado fantástica. Sir Harold Jeffreys (1929) señaló que para la aceptación de la hipótesis de Wegener era necesario conocer el mecanismo de la deriva. Indicaba que la corteza terrestre y su manto infrayacente eran demasiado rígidos para permitir tan grandes desplazamientos. También los investigadores de la época se preguntaban cómo teniendo la Tierra una edad de varios millones de años, la deriva comenzaba entre el Paleozoico y Mesozoico. Se hicieron muchas otras objeciones y la teoría fue prácticamente rechazada a partir de los años 30.

Holmes (1928) indica que las temperaturas elevadas disminuyen la resistencia de los materiales y, por consiguiente, esta afirmación es contraria a la señalada por Jeffreys. Holmes propuso que los continentes se movían por corrientes de convección térmica impulsados por el calor resultante de la desintegración radiactiva.



**FIGURA 2.3** Reconstrucción de la posición de los continentes desde el Carbonífero superior al Cuaternario inferior (Wegener, 1915).

Durante y después de la Segunda Guerra Mundial aumentaron los datos de observación y las ideas antes abandonadas volvieron a surgir de nuevo, renaciendo con nuevos brotes la teoría de la deriva continental.

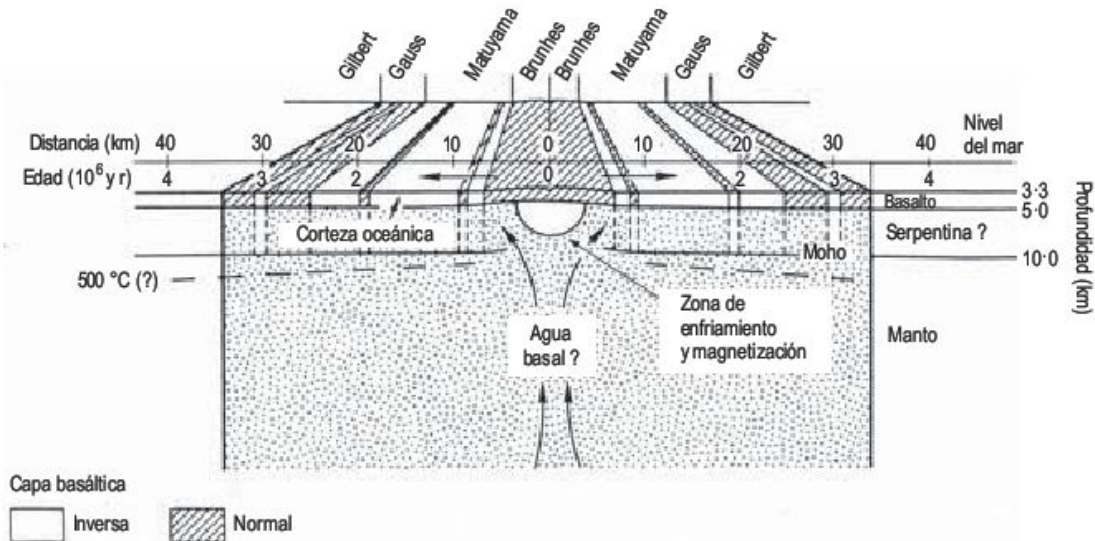
El estudio del magnetismo de las rocas o **paleomagnetismo** sufrió un gran impulso a finales de la década de los 40 y aportó nuevos e importantes datos del movimiento de los continentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. Estos avances proceden de las investigaciones topográficas, geológicas y geofísicas realizadas en los océanos, llevadas a cabo por la Scripps Institution of Oceanography de California y por el Lamont Doherty Geological Observatory de la Universidad de Columbia, en Nueva York.

A finales de los 50 se descubrió una cadena de montañas submarinas o **dorsales oceánicas** (*ridges*) de unos 60.000 km, asociadas a volcanismo y terremotos (Fig. 2.4). Hess (1962) reunió los datos existentes y emitió la **hipótesis de la extensión del fondo oceánico** (*sea floor spreading*), cuya denominación fue propuesta previamente por Dietz (1961) y en ella se señalaba un fondo del mar

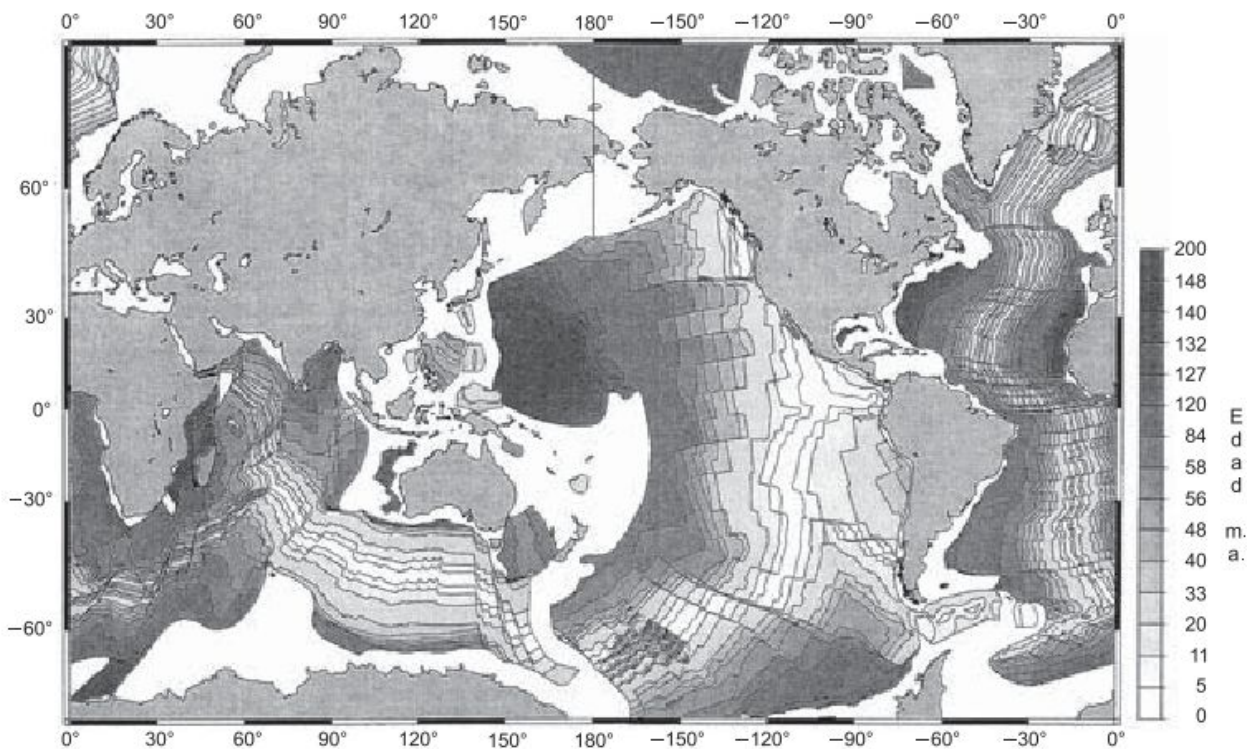


No obstante, existen intervalos en los que la polaridad cambia repentinamente y se les conoce como **sucesos**, de 100-200.000 años. El material al ascender del manto por corrientes de convección se enfría, magnetiza y fosiliza su polaridad, que para épocas geológicas recientes son: Brunhes (polaridad normal), 0-0,7 m.a; Matuyama (polaridad inversa, 0,7-2,4 m.a.); Gauss (polaridad normal, 2,4-3,5 m.a); Gilbert (polaridad inversa, >3,5 m.a.). Las épocas de

polaridad magnética son del orden del millón de años, por lo que se obtienen velocidades de extensión de algunos centímetros por año (Fig. 2.7), siendo las velocidades distintas en las diferentes dorsales oceánicas. De este modo, se obtiene un mapa de edades del fondo oceánico (Muller *et al.*, 1997) (Fig. 2.8). Opdyke *et al.* (1966) llevaron a cabo una serie de medidas de la magnetización remanente de los sedimentos del fondo marino del Antártico. La co-



**FIGURA 2.7** Esquema que ilustra el mecanismo de generación de las anomalías positivas (normales) y negativas (inversas) a ambos lados de la cresta de la dorsal meso-oceánica (Vine, 1966).



**FIGURA 2.8** Mapa de isocronas del fondo marino (Muller *et al.*, 1997).



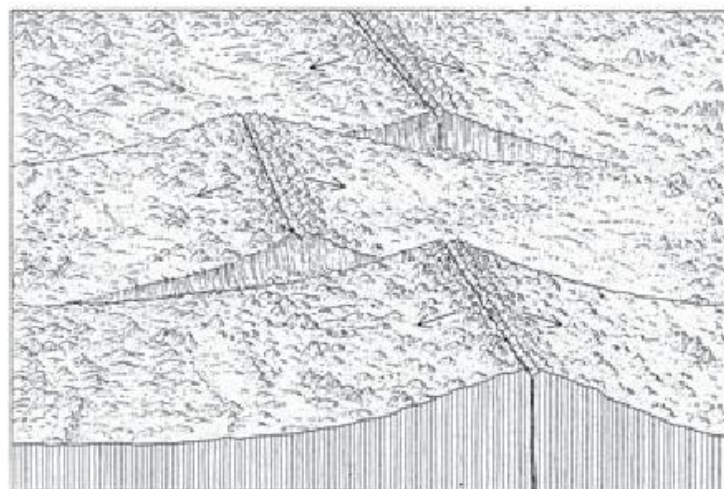
lumna de sedimentos registró la historia de las inversiones del campo magnético terrestre (Menard, 1971). Este descubrimiento abrió el camino de la estratigrafía magnética de los sedimentos oceánicos (Grandstein *et al.*, 2004).

Wilson (1965) fue un importante precursor de la teoría de la tectónica de placas con su descubrimiento de un nuevo tipo de fallas, que denominó **fallas de transformación** (Fig. 2.9) y, a su vez, compartimentan las dorsales en una serie de segmentos. Se trata de fallas de desplazamiento horizontal, que terminan bruscamente en sus dos extremos y no deben confundirse con las fallas en dirección o transcurrentes.

Mckenzie y Parker (1967), Morgan (1968) y Le Pichon (1968) intentaron ver si las ideas anteriormente indicadas

se ajustan globalmente con los nuevos datos sobre el sistema de dorsales, fosas, fallas de transformación, anomalías magnéticas y direcciones del movimiento asociadas con los terremotos. Llegaron a la conclusión de que se ajustan plenamente y la hipótesis de la extensión del fondo marino parece absolutamente indiscutible (Hallam, 1973).

Como consecuencia de todos estos descubrimientos, las Ciencias de la Tierra, como señala J. Tuzo Wilson, se encuentran en una gran revolución científica, similar a la de la Astronomía antes de que se aceptasen las ideas de Copérnico y Galileo, como la de la Química antes de introducir las ideas de átomos y moléculas, como la de la Biología antes de la evolución y, finalmente, como la Física antes de la Mecánica Cuántica.



**FIGURA 2.9** Fallas de transformación entre dos segmentos de dorsales desplazados (Menard, 1971).

## 2.7 Tectónica de placas

La tectónica de placas es un modelo en el que la parte externa de la Tierra se divide en un número de placas rígidas delgadas, que están en movimiento relativo una con respecto a otra. Las velocidades relativas de las placas son del orden de unos centímetros por año. Una gran parte de todos los terremotos, erupciones volcánicas, fosas y cordilleras se producen en los límites de las placas (Fowler, 2005) (Fig. 2.10). Las placas varían de tamaño de  $10^6$  a  $10^8$  km<sup>2</sup> y de 70 km de espesor bajo los océanos a 151 km por debajo de los continentes. Se pueden dividir en siete grandes placas ( $10^8$  km<sup>2</sup>) (por ejemplo, Eurasia y Pacífica) y ocho placas intermedias ( $10^6 - 10^7$  km<sup>2</sup>) (por ejemplo, Arábiga y Caribeña) (Fig. 2.10), así como veinte placas más pequeñas ( $10^5$  a  $10^6$  km<sup>2</sup>) (Turcotte y Schubert, 2002).

Los límites de las placas pueden ser de tres tipos (Isacks *et al.*, 1968) (Fig. 2.11):

a) **Márgenes divergentes**, en los que se está creando nueva corteza por la inyección de magma basáltico en las zonas de tensión, que se sitúan en las dorsales oceánicas y las dos placas que separan las dorsales divergen a partir de este límite.

Los *rift continentales* se definen como depresiones alargadas en las que toda la litosfera se ha deformado por esfuerzos de tensión. Los ejemplos más característicos son los *rift valleys* de África oriental, la fosa del Rin y el Lago Baikal. El comienzo de los rift africanos es del Mioceno-Plioceno (Ollier, 1981), presentan fallas activas y son posteriores a las grandes superficies de erosión. Se originan por abombamiento (*updoming*) y extensión.

b) **Márgenes convergentes** que corresponden a zonas de convergencia y destrucción de placas li-







Este diagrama ilustra un arco volcánico en un margen convergente oceánico. Se muestra la corteza oceánica (gris) que se subduce bajo la corteza continental (blanca). El océano está a la izquierda. El arco volcánico se forma en la zona de subducción, donde la corteza oceánica se eleva y se fragmenta en bloques (vulcanismo de arco). Las flechas indican el movimiento de la corteza oceánica hacia la subducción y el movimiento de la corteza continental hacia el arco volcánico.

Orógeno de margen continental

Corteza continental

Rocas volcánicas

El diagrama ilustra la evolución de un margen continental durante la subducción de una corteza oceánica en cuatro etapas:

- (a) Inicio de la subducción:** Se muestra el "Orógeno de margen continental" y la "Deformación de sedimentos al pie de la pared interna de la fosa". El "Margen continental" está a la derecha.
- (b) Avanzada subducción:** Se observan "Cuñas de cabalgamiento de la corteza oceánica".
- (c) Subducción profunda:** La corteza oceánica se hunde más profundamente.
- (d) Subducción muy avanzada:** Se muestran "Ofiolitas" y una "Amplia zona de terremotos someros".

**Legenda:**

- Corteza oceánica (área sombreada)
- Corteza continental (área con puntos)
- Manto litosérico (área con líneas verticales)

La "Litosfera" incluye la corteza oceánica y continental.

**FIGURA 2.13**  
Representación  
esquemática del desarrollo  
de un orógeno de colisión  
intercontinental (Dewey y  
Bird, 1970; modificada en  
Summerfield, 1991).

c) **Zonas transformantes.** Algunas placas rígidas deslizan entre sí a lo largo de fallas de transformación. El sistema de dorsales oceánicas está formado por una serie de segmentos separados por estas fallas de transformación. Estos segmentos son perpendiculares a la dirección de extensión, mientras que las fallas de transformación son paralelas a la misma. Las fallas de transformación constituyen límites de placas conservantes, en las que las placas adyacentes están en contacto tangencial y no experimentan prácticamente interacciones extensionales o compresivas entre sí.

Wilson (1966) propuso que la deriva continental es cíclica, ya que los océanos se abrían y cerraban cíclicamente.

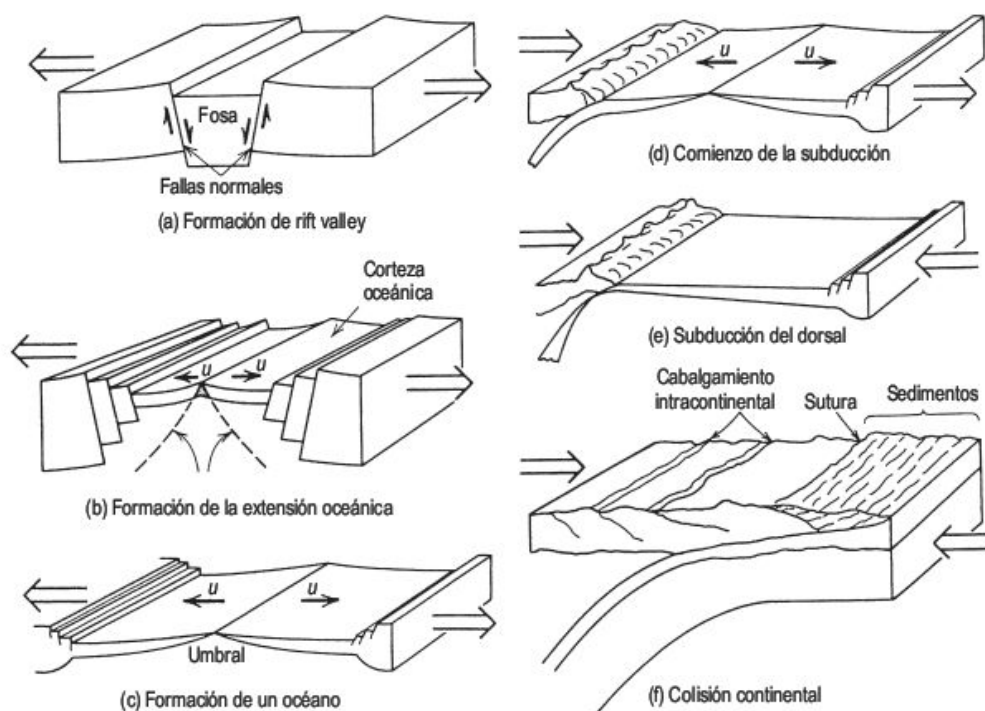
Esta periodicidad se conoce como **ciclo de Wilson** (Dewey y Burke, 1974), denominada así en reconocimiento a la contribución de J. Tuzo Wilson a la tectónica de placas.

La Figura 2.14 (Turcotte y Schubert, 2002) ilustra las diferentes etapas de desarrollo del ciclo de Wilson. En la Figura 2.14a se produce la rotura del continente, que tiene lugar en los *rift valleys*, como los de África oriental. La segunda etapa es la formación de la extensión del fondo oceánico con la generación de una dorsal oceánica y ascenso de material fundido del manto, que genera una corteza oceánica (Fig. 2.14b). Un ejemplo de esta etapa de desarrollo es el Mar Rojo. La continua extensión da origen a una cuenca oceánica (Fig. 2.14c), como por ejemplo el Océano Atlántico.

Los límites continente-oceano se denominan **márgenes continentales pasivos** o **márgenes continentales activos**. En estos últimos tiene lugar la subducción. A

medida que el fondo oceánico del margen continental crece, la Litosfera se hace más potente y más densa. La Litosfera llega a ser inestable, de modo que se hunde originándose una fosa y el comienzo de la subducción (Fig. 2.14d). Las fosas oceánicas se forman adyacentes a los continentes. Si la velocidad de subducción es mayor que la de extensión del fondo oceánico el tamaño del océano disminuye. Con el tiempo, la dorsal oceánica subducirá (Fig. 2.14e). El resto de la dorsal también entrará en subducción y los continentes colisionarán (Fig. 2.14f).

Podemos concluir que la teoría de la tectónica de placas puede explicar las características principales de los continentes y océanos, así como los rasgos fundamentales de otro orden menor. Por otra parte, también los mecanismos de diastrofismo global son responsables de los sistemas de pequeña escala, que tanta importancia tienen en Geomorfología.



**FIGURA 2.14** Etapas de desarrollo del ciclo de Wilson (Turcotte y Schubert, 2002).

## 2.8 Modelados estructurales

En los apartados anteriores hemos analizado sucintamente la estructura de la Tierra y su disposición global en placas tectónicas. Al comienzo de este capítulo se han definido los modelados estructurales como aquellos que deben su forma a la interacción entre los diversos procesos erosivos y la litología y estructura de las rocas.

En el caso de rocas con estratificación horizontal, como las existentes en las grandes cuencas terciarias continentales españolas, la actividad de los procesos exógenos da lugar a relieves diferenciales con amplias **plataformas** (páramos castellanos) y **mesas** (de origen español) (Fig. 2.15). Quizás los ejemplos más espectaculares de estos re-





**FIGURA 2.15** Mesa elaborada en areniscas. Jodhpur (India).

lieves residuales se encuentran en el Monument Valley (Arizona) y en las Plataformas del Colorado (Fig. 2.16), donde se desarrollan además ejemplos excelentes de **relieves en graderío**. Las morfologías en mesa requieren la presencia de una capa dura en el techo y constituyen un relieve residual. Esta capa resistente puede estar formada también por caliches y lateritas. La continua erosión de las mesas conduce a la desaparición de la capa dura superior, convirtiéndose entonces en **antecerro** (*butte*) (Fig. 2.18). El término **cuesta** (Fig. 2.17 y 2.23b), vocablo español, se utiliza para la morfología de erosión diferencial en series monoclinales de escaso buzamiento. En los estratos duros

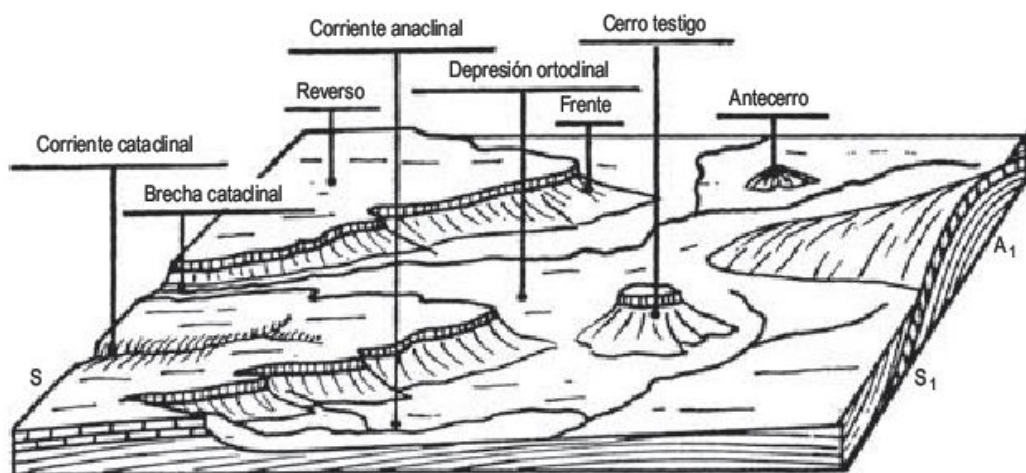
se elabora un escarpe, cuya ladera se denomina **frente** de la cuesta y la ladera opuesta se conoce como **reverso o dorso**. El trazado de la cuesta depende de la potencia de la capa resistente del frente. Si el espesor es grande el frente será poco recortado y si, por el contrario, la capa resistente tiene poca potencia y la erosión es fácil, el frente presenta una marcada sinuosidad (Derruau, 1965; Peulvast y Vanney, 2001) (Fig. 2.19). Cuando la inclinación de las capas es significativamente mayor la morfología resultante se conoce como **hogback** (Fig. 2.20 y 2.23b). Si la inclinación de los estratos se aproxima a la vertical, el término que se utiliza es el de **barra** (Fig. 2.21 y 2.23b).



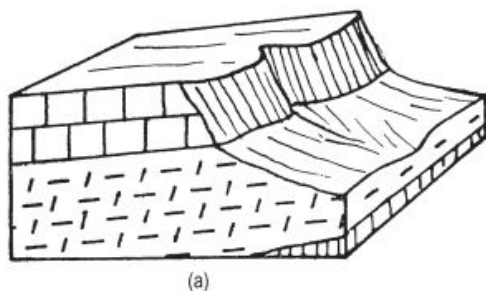
**FIGURA 2.16** Plataformas del Colorado y relieves en graderío originados por el encajamiento del Río Colorado (Utah, Estados Unidos). Foto F. Gutiérrez.



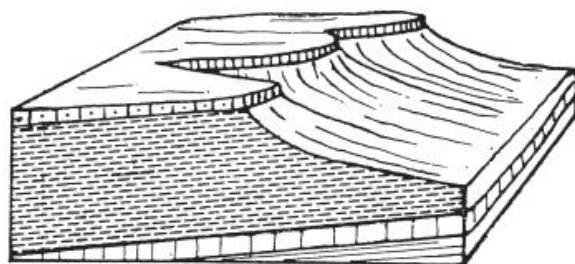
**FIGURA 2.17** Cuesta elaborada en areniscas. Cuenca de Mula (provincia de Murcia). Subbética.



**FIGURA 2.18** Esquema de la disposición de las cuestas. Se reconocen las corrientes cataclinales o consecuentes y las anaclinales (Viers, 1974).



(a)



(b)

**FIGURA 2.19** Bloques diagramas de cuestas. (a) Frente abrupto y poco recortado desarrollado en calizas de un espesor importante. (b) Frente sinuoso con comisas de areniscas de poca potencia (Viers, 1974).





**FIGURA 2.20** Hogbacks y barras desarrollados en areniscas y yesos. Anticlinal de Barbastro (provincia de Lérida).



**FIGURA 2.21** Conjunto de barras elaboradas en calizas cretácicas de las Sierras Exteriores pirenaicas. Salinas de Jaca (provincia de Huesca).

Diferentes autores establecen unos límites de buzamiento de las capas para precisar la denominación en series monoclinales, que aparecen indicadas en la Tabla 2.1.

En esta se aprecia además de una variación en los nombres, unos cambios sustanciales en la utilización subjetiva de los grados para llevar a cabo diferenciaciones de térmi-

**TABLA 2.1** Diferentes denominaciones geomorfológicas en series monoclinales.

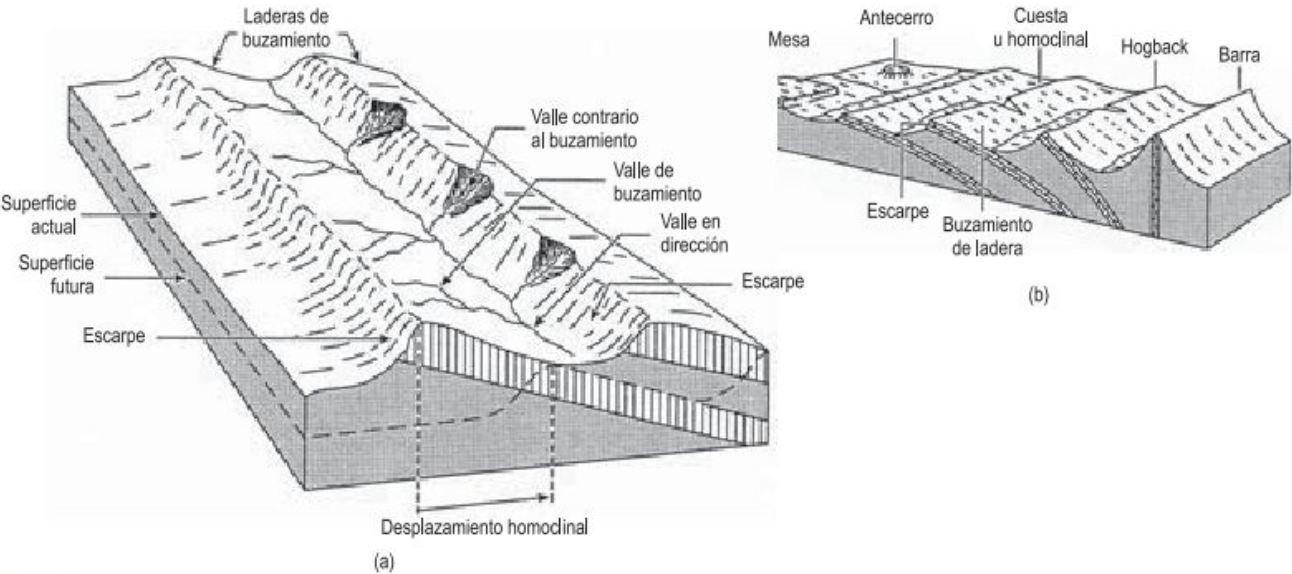
Birot (1959)	Simonett (1968)	Viers (1974)
Cuesta <10°	Cuesta 0,5-5°	Cuesta 1-10°
Cresta >10°	Homoclinal ridges 5-40°	Crestón 10-30°
Barra >45°	Hogback >45°	Hogback 30-70 °
		Barra 70-90°

nos geomorfológicos. Las corrientes que cortan ortogonalmente la dirección de los estratos dan lugar a una morfología en facetas triangulares denominadas **chevrans** (en inglés, *flatirons*) (Fig 2.22). La clasificación genética de los ríos fue propuesta por Powell en 1875, en su trabajo *Exploration of the Colorado River of the West*, y por Davis en sus trabajos de 1889 (*The rivers of Northern New Jersey with notes on the classification of rivers in general*). A las corrientes que discurren a favor del buzamiento de los estratos se les denomina **consecuentes** o **cataclinales**. Los cursos de agua que transcurren según Baulig (1938) en sentido contrario al buzamiento de los estratos se conocen como **rescuentes** o **anaclinales** o

**subsecuentes**. Cuando discurren paralelos a la dirección de las capas reciben el nombre de **obsecuentes** o **subsecuentes** u **ortoclinales**. Estas denominaciones se han obtenido de los trabajos de Baulig (1938), Birot (1959), Derruau (1965), Viers (1974), Klein (1993) y Peulvast y Vanney (2001). En Ollier (1981), Huggett (2003) y en la Enciclopedia de la Geomorfología (Goudie, 2004a) señalan una nomenclatura más simple para la denominación de una corriente con respecto a una serie monoclinas. Distinguen **valle en dirección** (*strike valley*). Estos valles se unen en ángulo recto dando lugar a **valles de buzamiento** (*dip streams*) y **valles contrarios al buzamiento** (*anti-dip streams*) (Fig. 2.23a).



**FIGURA 2.22** Chevrons modelados en calizas y margas del Muschelkalk. Carretera de Monterde a Nuévalos (Cordillera Ibérica).



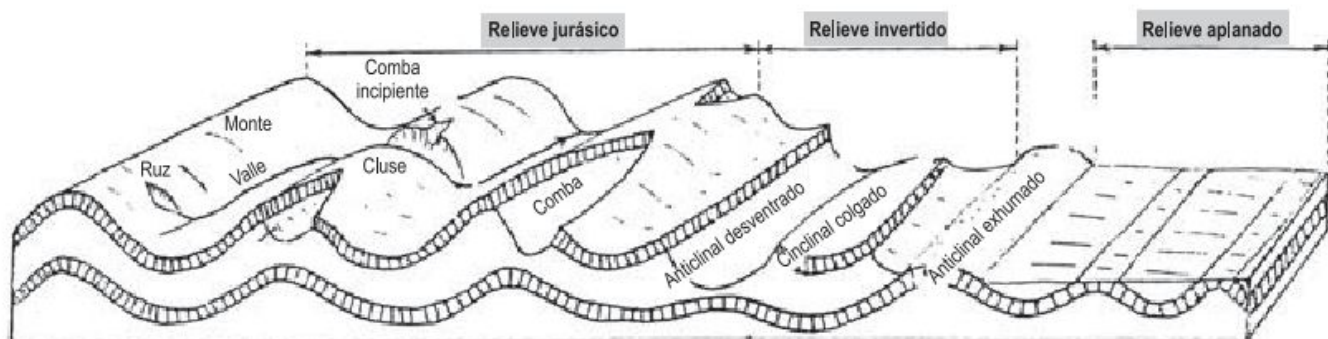
**FIGURA 2.23** Series monoclinas y sus relaciones con el relieve. (a) Cuestas y su relación con el drenaje. (b) Formas asociadas con estratos progresivamente de mayor buzamiento (Goudie, 2004b).



La evolución del relieve plegado se lleva a cabo para estructuras simples, tales como un conjunto de anticlinales y sinclinales de amplitud similar, que en la nomenclatura de estilos tectónicos germánicos o sajónicos corresponden al estilo congruente (Stille, 1924). En Geomorfología estos pliegues simples evolucionan dando origen a diversas formas y relieves (Fig. 2.24). Cuando las zonas de mayor altura corresponden con estructuras anticlinales se denominan **montes**, en vocabulario jurásico. Si las áreas deprimidas corresponden con sinclinales, entonces se conocen como **valles**. Al conjunto se denomina **relieve congruente**. Cuando la erosión hídrica incide en las áreas de charnela de un anticlinal se elabora una **comba** (del latín *cymba*). La comba se alarga entre dos **crestones**. Una corriente conforme que incide en el flanco de un anticlinal se conoce como **ruz**. Cuando un río se encaja y atraviesa perpendicularmente la estructura anticlinal conforma una garganta denominada **cluse** (Fig. 2.25). A todo este conjunto se denomina **relieve jurásico**. Cuando la erosión de la combe progresa se desmantela la capa dura del anticlinal generando un

**relieve invertido** (Fig. 2.26) en el que se reconoce un **anticlinal desventrado** y en posición culminante un **sinclinal colgado** (Fig. 2.27). Si la región permanece tectónicamente estable durante un intervalo de tiempo considerable, se arrasan las estructuras plegadas y se produce un **relieve aplanado** (Fig. 2.28). Toda esta terminología, basada en las denominaciones de la región del Jura, ha sido extraída de los tratados de Martonne (1909), Birot (1956), Derruau (1965), Viers (1974), Ahnert (1996) y Peulvast y Vanney (2001). Si un relieve aplanado se somete a un levantamiento generalizado, la red fluvial reincide sobre el terreno y las capas duras se sitúan en posición elevada, quedando todas las zonas somitales a igual altura. Este tipo de morfología se conoce como **relieve apalachiano**.

Las morfologías que acabamos de describir se originan en pliegues simples de estilo congruente. Sin embargo, las estructuras de plegamiento son, por lo general, mucho más complejas y estas denominaciones no siempre pueden aplicarse. Los diapiros salinos tienen una clara expresión morfológica, con un marcado escarpe y



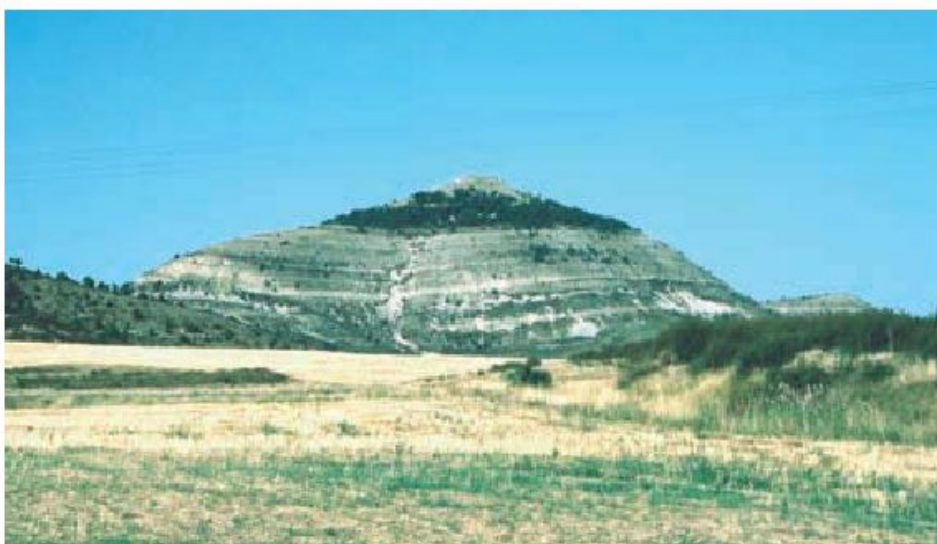
**FIGURA 2.24** Evolución del relieve plegado (Derruau, 1965).



**FIGURA 2.25** Cluse del Río Guadalupe que corta ortogonalmente las barras calizas del Cretácico. Aliaga (provincia de Teruel). Cordillera Ibérica centrorienta.



**FIGURA 2.26** Anticlinal desventrado en formaciones cretácicas, Makhtesh Ramon. Desierto del Negev. Israel.



**FIGURA 2.27** Sinclinal colgado en formaciones del Cretácico superior. Cuevas San Clemente (provincia de Burgos). Cordillera Ibérica septentrional.



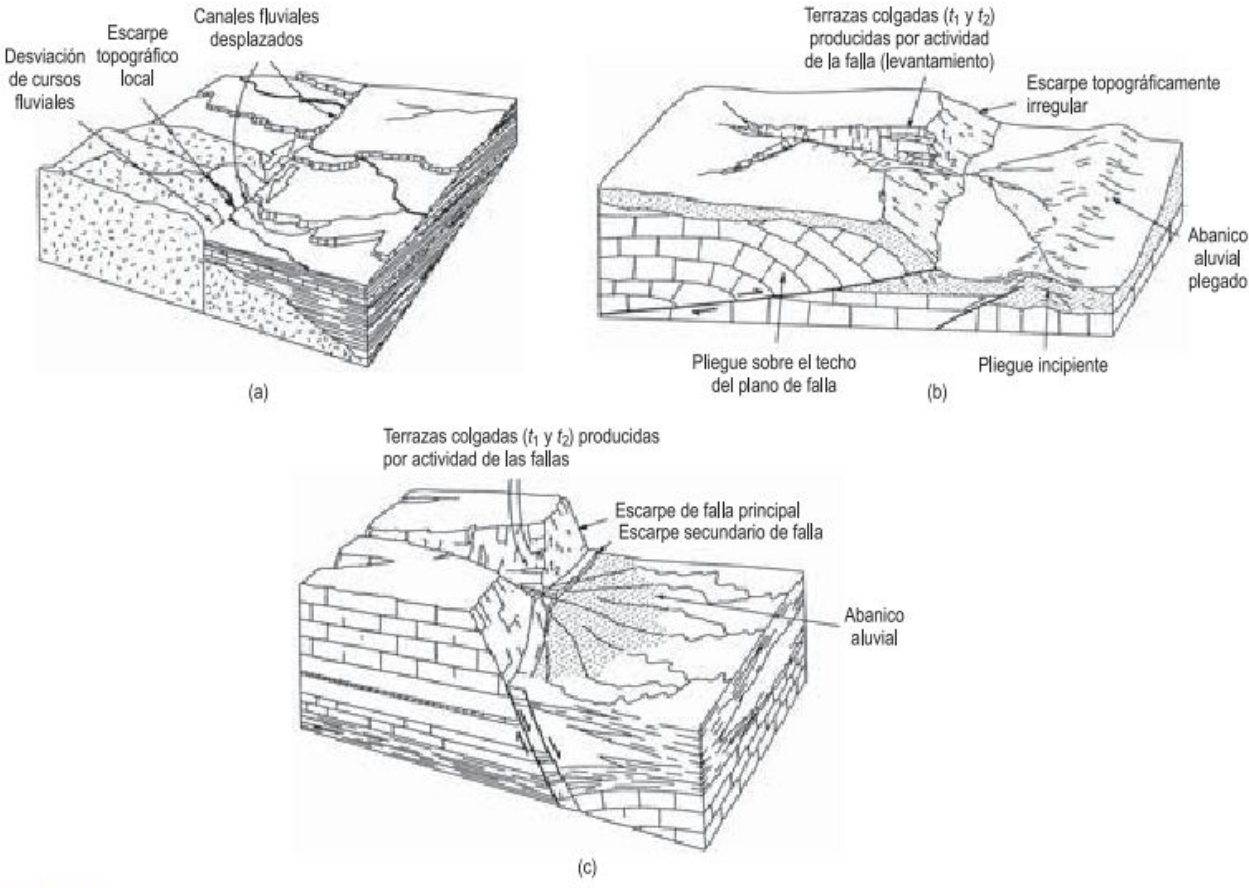
**FIGURA 2.28** Relieve aplanado en calizas del Cretácico superior, articulado por la erosión fluvial. Noguera (provincia de Teruel). Noguera. Cordillera Ibérica oriental. Foto B. Leranoz.



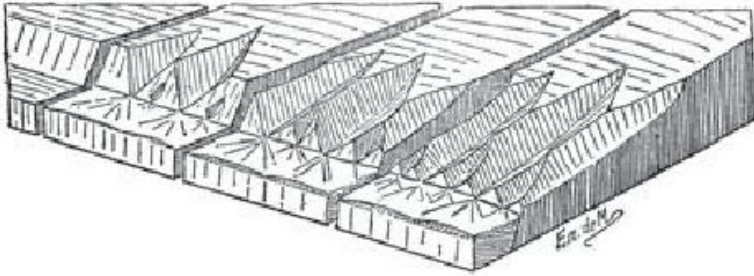
una depresión profunda con una gran cascada, como el diapiro de Orduña (Montes Vascocantábricos).

Se denomina **antecedencia** cuando un curso fluvial se desarrolla antes del levantamiento tectónico, mantiene su dirección durante el levantamiento. Un curso fluvial se encaja en una formación horizontal en discordancia sobre un conjunto plegado. Al alcanzar la superficie de discordancia incide en la misma, discuriendo por las capas más fácilmente erosionables. A esta evolución se le llama **sobreimposición**.

Las fallas son fracturas con movimientos diferenciales (Fig. 2.29c). Tanto las **fallas normales** como las **inversas** pueden dar origen a escarpes en el límite de los bloques levantados y hundidos, denominados **escarpes de falla**. El bloque levantado de una falla normal sufre erosión fluvial de distinto grado y sobre el escarpe de falla se producen **facetas trapezoidales de falla** (Derruau, 1965; Zuchiewicz, 2004), que en su evolución y ampliación se transforman en **facetas triangulares de falla** (Fig. 2.30 y Fig. 2.31). Estas facetas pueden tener un salto de varios



**FIGURA 2.29** Bloques diagramas en los que se indican diferentes tipos de expresión topográfica para distintas clases de fallas. (a) Falla en dirección que muestra un escarpe topográfico local, desviación de canales fluviales y cursos desplazados. (b) Falla inversa de bajo ángulo con un pliegue sobre el plano de falla. La topografía indica un escarpe irregular, terrazas colgadas ( $t_1$  y  $t_2$ ) producidas por la actividad de la falla, levantamiento y abanico aluvial plegado. (c) Falla normal en la que se muestran los escarpes de falla principales y secundarios, terrazas colgadas ( $t_1$  y  $t_2$ ) producidas por el levantamiento y un abanico aluvial (Ramsay y Huber, 1987).



**FIGURA 2.30** Formación de las facetas indicadoras de una falla (de Martonne, 1909).



**FIGURA 2.31** Escarpe y facetas triangulares de falla. S. Luis Valley. Río Grande. Montañas de Sangre de Cristo. Foto F. Gutiérrez.

cientos de metros por movimientos repetidos de la falla. Al pie del escarpe de falla suelen desarrollarse abanicos aluviales como en la Precordillera de los Andes y el Valle de la Muerte (California) (Fig. 2.32). En zonas áridas se conservan fácilmente, aunque el estado evolutivo de un escarpe de falla depende de la relación entre la velocidad de levantamiento y la intensidad de los procesos erosivos que actúan sobre él. En este contexto se pueden desarrollar valles colgados si el encajamiento es menor que el levantamiento (Ahnert, 1996). Las facetas pueden desarrollarse por abrasión marina, en valles glaciares, en valles fluviales rejuvenecidos recientemente y en la erosión de conos volcánicos (*planezes*). Las fallas normales

pueden relevarse en un conjunto de fallas en escalón, tal como se observa en el escarpe de Sierra Palomera (Semifosa del Jiloca, Teruel) y en su prolongación septentrional y meridional. Los escarpes de falla llegan a desaparecer cuando la denudación supera al levantamiento. A su vez, como consecuencia de la erosión de una zona de falla antigua se puede desarrollar un **escarpe de línea falla**. Davis (1913) diferencia dos **escarpes de línea falla**: **resecuentes**, en los que toda la superficie ha sido degradada menos una formación resistente situada en el bloque levantado, de tal modo que el escarpe se aproxima a la traza de la falla. Los **escarpes de línea de falla obsecuentes** se originan cuando las rocas existen-



**FIGURA 2.32** Abanicos aluviales coalescentes y, en primer término, playa. Panamint Range. Death Valley (California). Foto F. Gutiérrez.





**FIGURA 2.33** Falla de Tanna, en la Península de Izu (Japón) en la que la dirección viene dada por las placas y, al fondo, existe una trinchera recubierta por un cobertizo.

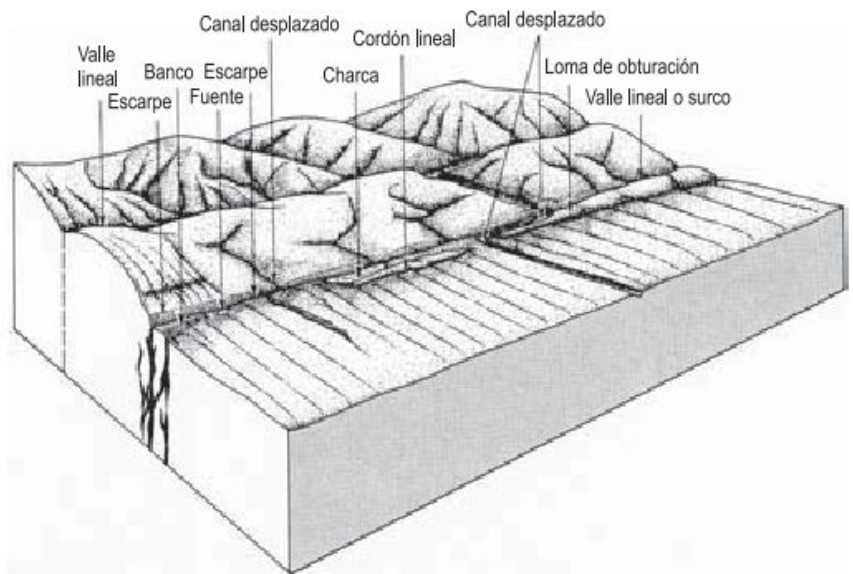
tes en el bloque hundido son más resistentes que las del bloque levantado. En este caso, la erosión es más intensa en el bloque hundido y, por consiguiente, el escarpe se sitúa en el lado opuesto al original, produciéndose una **inversión del relieve**.

Las **fallas inversas** de gran ángulo se encuentran en áreas de acortamiento cortical donde se desarrollan las cordilleras, como en el límite de las placas convergentes asociadas a subducción. Afectan a glaciares, terrazas marinas y fluviales, dando lugar a pequeños escarpes. Pueden presentar un escarpe de falla definido, mientras que en las de bajo ángulo el frente pueden desarrollar un escarpe si está constituido por rocas resistentes (Fig. 2.29b). La traza del plano de falla, debido a su bajo ángulo, es sinuosa y forma profundos entrantes provocados por los cursos fluviales.

Las **fallas en dirección** (Fig. 2.29a) son generalmente muy complejas. Los cursos fluviales discurren sobre ellas, pero algunas fallas, como la de San Andrés, atraviesan carreteras y otras obras realizadas por el hombre. Algunas presentan longitudes de cientos de kilómetros, como el sistema de fallas de San Andrés, la falla alpina de Nueva Zelanda y la falla de Great Glen en Escocia. Todas ellas constituyen zonas de gran actividad sísmica. La falla de Tanna (Fig. 2.33), situada en la parte norte de la Península de Izu (Japón), se caracteriza por un desplazamiento sinistral de 1 km. Va acompañada por un desplazamiento vertical, cuya última actividad tuvo lugar en el terremoto Kita-Izu de 1930. Su intervalo de recurrencia se estima en 700-1.000 años para los últimos 6.000 años (The Tanna Fault Trenching Research Group (1983)). En la Península Ibérica, la falla en dirección más relevante es la denominada Falla de Lorca-Alhama o Falla de Alhama de Murcia (Bousquet, 1979). Ésta atraviesa la región de

Murcia en dirección SO-NE a lo largo de casi 100 km desde Huércal-Overa (Almería) hasta el norte de la ciudad de Murcia, cerca de Orihuela (Alicante). Posee un sentido de movimiento sinistral y a lo largo de su trazado se observan numerosos ejemplos de canales desplazados, lomas de obturación, lomas de presión, etc. (Silva *et al.*, 1992a, b, 1993; Baena *et al.*, 1994). Esta es una falla con actividad cuaternaria y está ligada a una importante actividad sísmica prehistórica, histórica e instrumental (Terremotos de Lorca de 1579, 1674 y 1818; Silva, 1994). El clásico trabajo de Wesson *et al.* (1975) describe las formas asociadas a una falla en dirección (Fig. 2.34). Distingue los **valles lineales** que discurren a lo largo de las fallas principales, los **escarpes** que pueden producirse por fallas en dirección con una componente de movimiento vertical, los **bancos** (*benches*) constan de topografías planas ligeramente elevadas y pueden estar basculados o abombados, las **fuentes** (termales o no) son frecuentes a lo largo del plano de la falla, los **canales desplazados** (*offset drainage*) que indican la dirección relativa de desplazamiento, las **charcas** (*sag ponds*) relacionadas con abombamientos relativos de la zona de falla, **cordones lineales** (*linear ridges*) son pequeñas áreas arqueadas producidas por compresión entre múltiples trazas en una zona de falla y las **lomas de obturación o de presión** (*shutter ridges*) que se forman cuando una falla mueve un cordón y lo enfrenta con un curso fluvial, reflejándolo e incluso desplazándolo aparentemente (a veces en sentido opuesto al del movimiento de la falla).

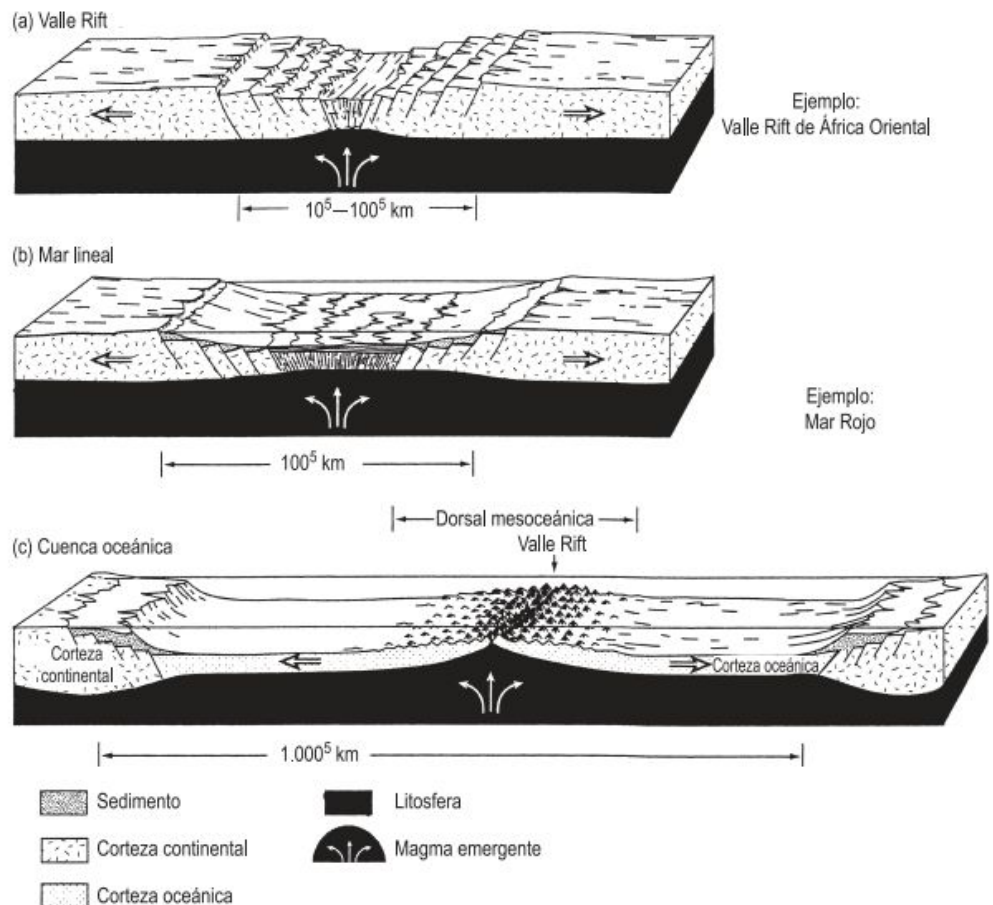
Las mayores formas controladas estructuralmente son los **rift valleys**, asociados a esfuerzos distensivos, al igual que las dorsales oceánicas. En los ejes de las mismas se localizan los **rift valleys**, limitados por grandes



**FIGURA 2.34** Bloque diagrama en el que se indican las diferentes formas asociadas con fallas en dirección recientemente activas (Wesson *et al.*, 1975).

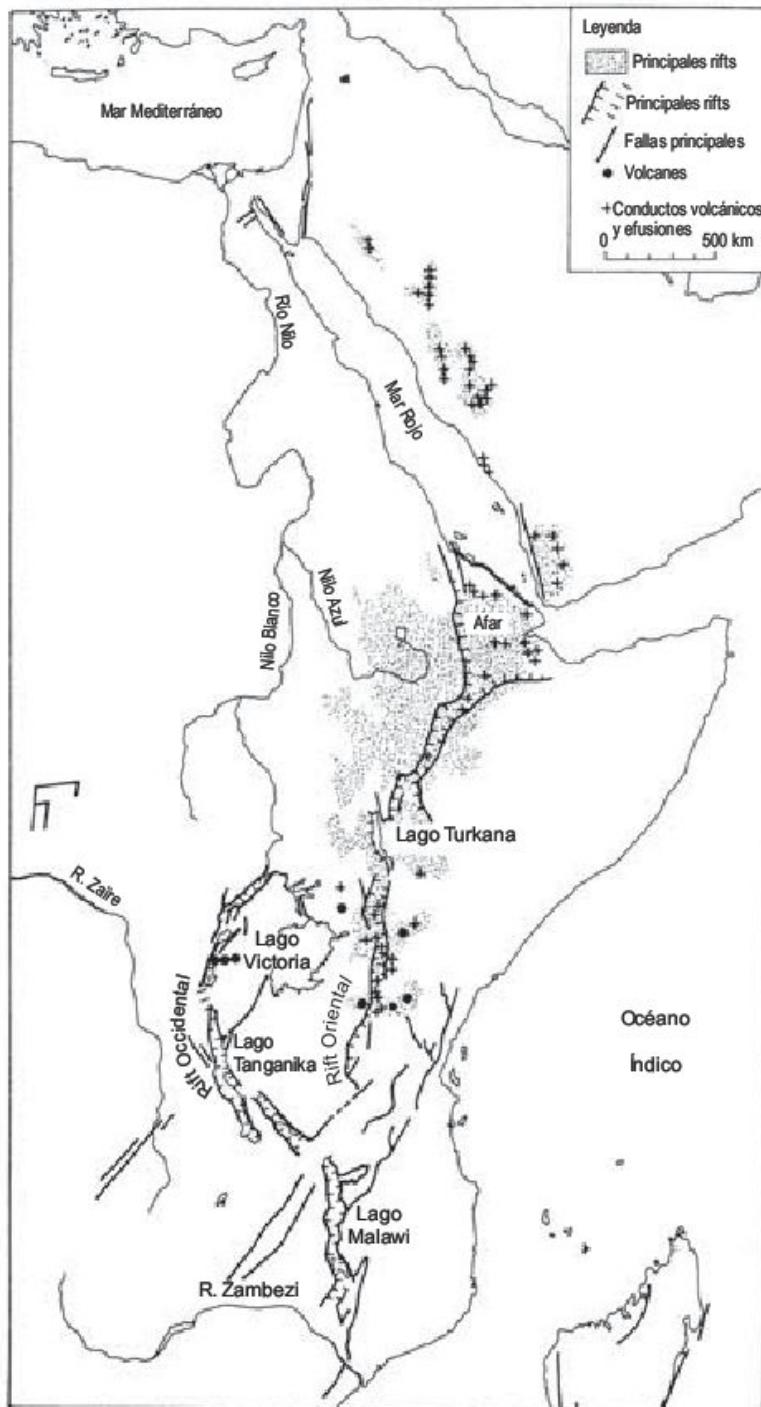
fallas normales. También en los continentes se encuentran *rift valleys* pero de menor dimensión (Fig. 2.35). El ejemplo mejor conocido es el sistema de *rift valleys* de África Oriental, que se extiende más de 6.000 km desde el curso bajo del Río Zambezi hasta el Mar de Galilea

(Fig. 2.36). Las anchuras varían entre 30 y 90 km y la altura de los escarpes fluctúa entre 400 y 2.000 m. Las partes más profundas están ocupadas por numerosos lagos de diverso tamaño; algunos están por debajo del nivel del mar (Tanganika, Mar Muerto). Los *rifts* africanos van



**FIGURA 2.35** Formas producidas cuando la corteza se separa por extensión. El *rifting* y la extensión del fondo oceánico generan *rift valleys*, mares lineales y cuencas oceánicas (Lutgens y Tarbuck, 1992).





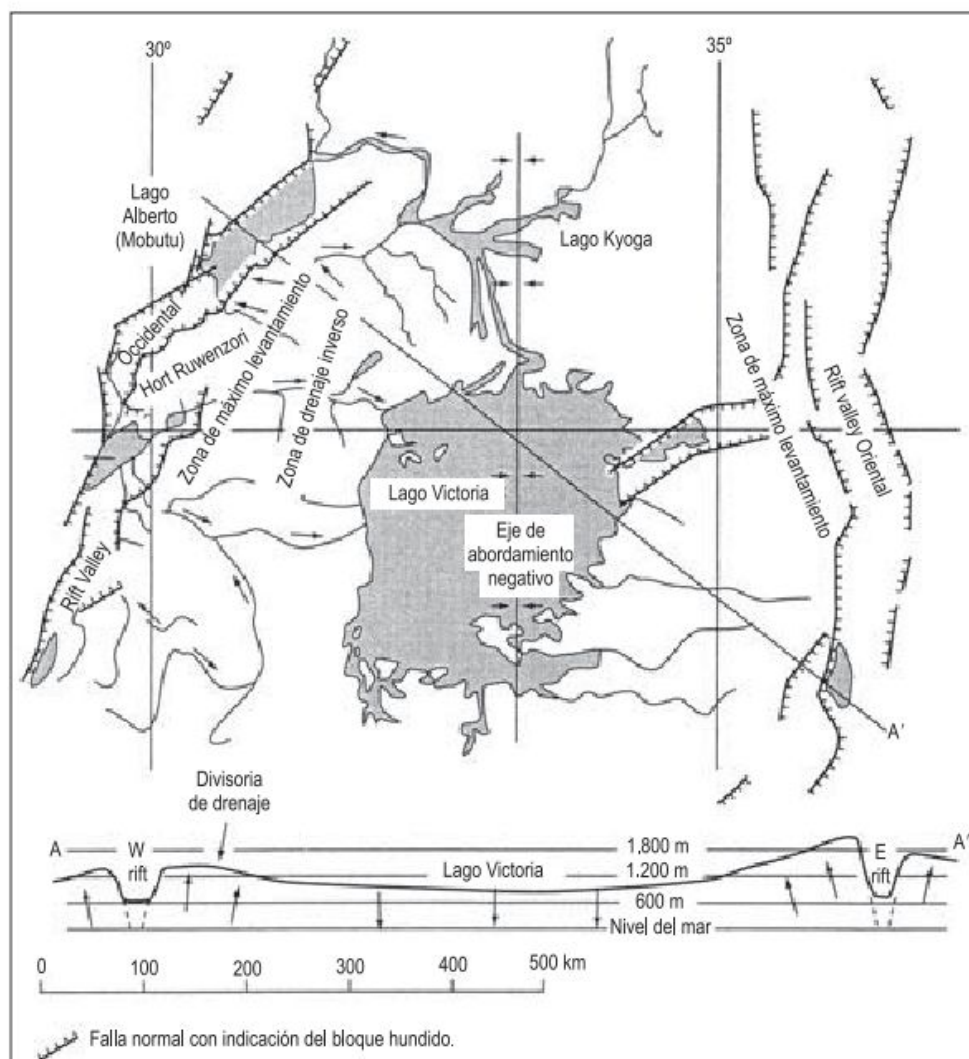
**FIGURA 2.36** Localización del sistema de rift valleys de África Oriental y rocas volcánicas asociadas (Selby, 1985).

acompañados por un volcanismo basáltico, que se extiende en los márgenes y también se reconocen numerosos conos volcánicos en el fondo del *rift valley*. Los grandes estratovolcanes del Mt. Kenya (5.200 m) y Kilimanjaro (5.895 m), que constituye la mayor altura del continente africano, están relacionados con el volcanismo del rift valley oriental o Gregory. Las fallas normales van acompañadas por otro sistema de planos de falla en disposición sintética (fallas que buzan en el mismo sen-

tido) y antitética (buzan en sentido contrario al de la falla principal), que se manifiestan por escalones acompañantes al plano de falla principal (Fig. 2.37). Son raros los cortes geológicos en los que se reconozcan ambas fallas limitando la depresión tectónica. Los estudios llevados a cabo con estratigrafía sísmica han revelado que el sistema de fallas es muy complejo. Estas investigaciones señalan que los *rifts* son asimétricos y corresponden a una semifosa. Las investigaciones llevadas a cabo en todo el



**FIGURA 2.37** Escalón ligeramente basculado hacia la falla principal. Más allá se desarrolla el fondo de rift valley oriental o Gregory. Longonot (Kenia).



**FIGURA 2.38** En la meseta de África oriental se muestra el arqueamiento alrededor de los rifts, el amplio abombamiento negativo ocupado por el Lago Victoria y las diferentes direcciones del drenaje (Bloom, 1978).



rift valley indican que las fallas se presentan normalmente en un lado y son de carácter discontinuo (Summerfield, 1991). Se supone que los *rift valleys* son el resultado de una extensión y adelgazamiento cortical y en estas circunstancias se favorece el volcanismo. Corresponde, en parte, a las clásicas ideas de arqueamiento, fracturación en la cresta y volcanismo (Cloos, 1939). El arqueamiento produce basculamiento de las superficies de erosión de diversas edades que se desarrollan en el continente africano (Fig. 2.38).

Además del rift valley de África Oriental se reconocen otros rifts de menores dimensiones, la Fosa del Rhin

y la del Baikal. La primera es uno de los mejores ejemplos descritos en el mundo. Tiene unos 600 km de largo y una anchura alrededor de 70 km. Su parte meridional separa los levantamientos estructurales de la Selva Negra y los Vosgos. Un volcanismo basáltico acompaña a la Fosa del Rhin. La Fosa del Baikal tiene unos 2.500 km de largo y 50-60 km de anchura. En su interior aloja al Lago Baikal y, a diferencia de los otros rifts, no existen rocas volcánicas. Generalmente el sistema de fallas existentes en las fosas es asimétrico con un flanco septentrional más abrupto y el contrario más suave, como en la Semifosa del Jiloca (Cordillera Ibérica) (Fig. 2.39).



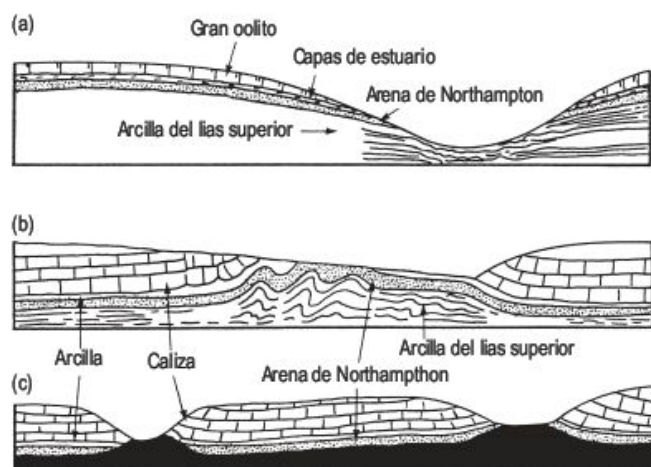
**FIGURA 2.39** Norte de la Semifosa del Jiloca desde Sierra Palomera (Cordillera Ibérica, España). Foto F. Gutiérrez.

## 2.9 Modelados pseudoestructurales

Existen morfologías que parecen asociadas a esfuerzos de origen endógeno y que en realidad son debidos a **procesos atectónicos** que actúan en una película superficial de la corteza terrestre (Twidale, 1971, 1976). Los mecanismos que producen estos modelados incluyen la sobrecarga en arcillas, la acción de la gravedad y una diversidad de deformaciones que se asocian con cambios volumétricos en las capas superficiales. A estos hay que añadir el impacto de cuerpos extraterrestres. La mayoría de estas formas pueden conducir a interpretaciones erróneas, basadas en mecanismos tectónicos. Los investigadores australianos han introducido en sus tratados estos modelados pseudoestructurales (Hills, 1963; Twidale, 1971, 1976; Ollier, 1981).

En diversas áreas en las que se encuentran materiales arcillosos recubiertos por formaciones más competentes suelen desarrollarse deformaciones superficiales. El ejemplo más típico es el correspondiente al área de Northamptonshire (Inglaterra) (Hollinworth *et al.*, 1944) en la que calizas y arenas descansan sobre arcillas y el conjunto está incidido por cursos fluviales. Las arcillas fluyen hacia el valle produciendo la subsidencia en los márgenes del *plateau*, generándose un amplio arco en el interfluvio, denominado **camber** (Fig. 2.40a). El peso de las rocas suprayacentes desencadena un flujo de las arcillas hacia el valle generando **bulges** (Fig. 2.40b) con buzamientos contrarios al valle, que simulan un anticlinal.



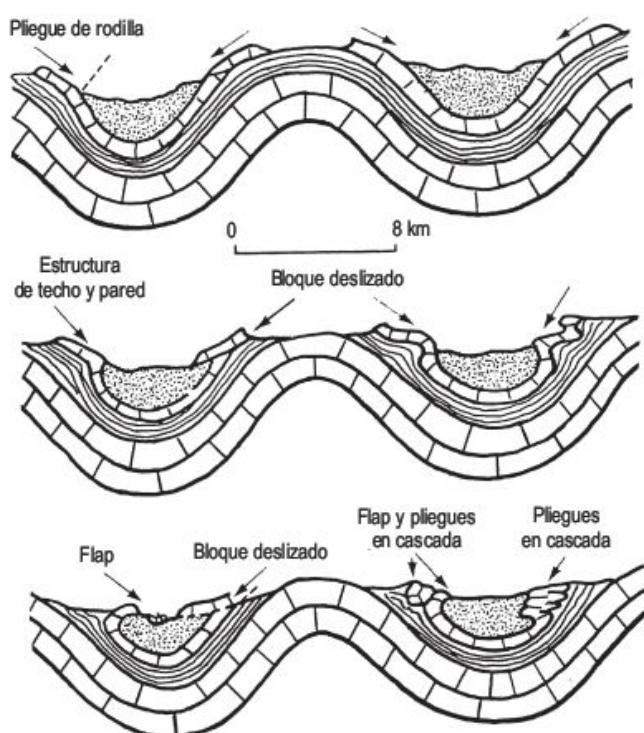


**FIGURA 2.40** Estructuras superficiales en Northamptonshire. (a) *Camber* (b) y (c) Anticlinales de valle (*Valley bulges*). (Hollingsworth *et al.*, 1994).

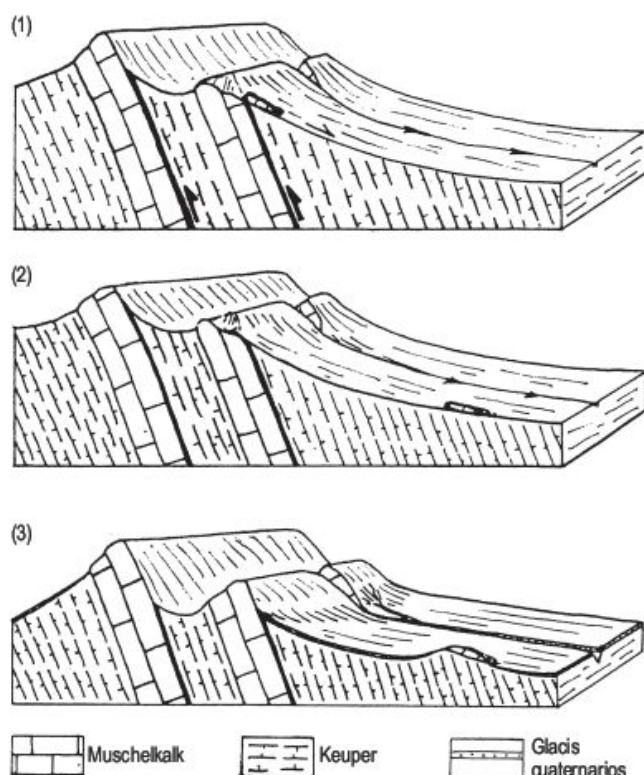
El eje de estos **anticlinales de valle** (Fig. 2.40c) es subparalelo al curso fluvial, que a veces alcanza 35 km de longitud siguiendo las sinuosidades del Río Colorado (Potter y McGill, 1978).

Las Montañas Zagros (Irán e Irak) están constituidas por una potente caliza pre-Albiense que forma el núcleo de pliegues de similar amplitud y descansan sobre ella margas, areniscas y limos que acaban con una serie del Mioceno inferior que contiene anhidrita (yeso en superficie). La región está sometida a una importante erosión fluvial, cuyos cursos siguen por lo general el rumbo de las estructuras. A éstas se superponen diversas dislocaciones, extrañas al estilo general, que se deben al encajamiento de la red fluvial, el cual ha producido inestabilidades en los flancos de los pliegues (Harrison y Falcon, 1934). Se reconocen **pliegues en rodilla** y estructuras de **pliegues tumbados** en cascada (Fig. 2.41). En los pliegues en rodilla la erosión del flanco superior ha originado un flanco invertido, denominado **flap**. En algunos de los flancos de los pliegues se ha producido un **deslizamiento de bloques** (*slip sheet*). Todas estas dislocaciones son **colapsos estructurales por gravedad** (Harrison y Falcon, 1934, 1936). La presencia de arcillas plásticas contribuye decisivamente al desarrollo de este tipo de estructuras.

Un ejemplo de deslizamiento de bloques se encuentra en la zona de Villel (Provincia de Teruel) en la que bloques de dolomías del Muschelkalk deslizaron por paleoladeras de arcillas yesíferas del Keuper y en su evolución quedó colgado a unos 70 metros por encima del cauce del Río Turia (Gutiérrez y Peña, 1979c) (Fig. 2.42). Estas características morfológicas recuerdan a las interpretaciones que realizan muchos tectonistas para el emplazamiento de algunos corrimientos, en los que la influencia de la morfología es decisiva (facilidades pretectónicas de Lutaud y el concepto de morfotectónica de Glangeaud, véase Auboin, 1961). Recuerda también este tipo de des-



**FIGURA 2.41** Estructuras de colapso por gravedad. Los diagramas representan las sucesivas etapas del desarrollo de un **flap** (Harrison y Falcon, 1934).



**FIGURA 2.42** Etapas de desarrollo del deslizamiento de bloques en la región de Villel (provincia de Teruel) (Gutiérrez y Peña, 1979c).



lizamientos a la interpretación dada para el cabalgamiento de Montmeyer por Goguel (1965).

En muchas partes del mundo se han observado cráteres sin ninguna relación con campos volcánicos. Se conservan en buen estado en las regiones de marcada aridez, mientras que en zonas más húmedas se alojan lagos en su interior. Estas depresiones cerradas con un borde levantado y en ocasiones con protuberancias centrales, se han interpretado como **cráteres de impacto** de meteoritos (Fig. 2.43), aunque algunos autores (Bucher, 1963; Goguel, 1963) los interpretan como originados por extrusiones gaseosas. Si en el área del cráter nos encon-

tramos con cohesita y stishovita, variedades de cuarzo de alta temperatura y presión, indican que se han originado bajo condiciones de fuerte impacto. Igualmente, la presencia de restos de meteoritos confirma un origen de impacto (Twidale, 1976). En los próximos capítulos se analizarán otro tipo de estructuras atectónicas superficiales, tales como las originadas por el paso de agua a hielo y viceversa (cuñas, pingos, suelos ordenados, criokast, etc.), fenómenos de expansión, subsidencia por disolución en evaporitas, contracción en lagos salinos, subsidencia por bombeo de fluidos y laboreo de minas, entre otros.



**FIGURA 2.43** Cráter de impacto. Meteor Crater (Arizona). Foto F. Gutiérrez.





# 3

## Geomorfología Tectónica

### CONTENIDO

- 3.1. Introducción
- 3.2. Marcadores geomorfológicos
- 3.3. Métodos de datación
- 3.4. Técnicas en Geomorfología Tectónica
- 3.5. Deformación de las formas del relieve
- 3.6. Riesgo sísmico
- 3.7. Prevención, mitigación y alerta
- 3.8. Terremotos producidos por el hombre

# 3.1

## Introducción

El relieve en un punto determinado de la superficie terrestre es el resultado de la interacción de los procesos endógenos y exógenos. Los primeros actúan como creadores de las grandes unidades morfoestructurales (Büdel, 1968, 1977), producidas fundamentalmente por movimientos de componente vertical y los segundos, como desencadenantes de una continua denudación que tiende a rebajar el relieve originado. Esta lucha constante se manifiesta a diferentes escalas y ha sido un devenir continuo a lo largo de la historia de la Tierra (Gutiérrez, 1990). Como ya se indicó la **Geomorfología Tectónica** tiene como fin prin-

cipal el estudio de los procesos tectónicos (Fig. 3.1) creadores de relieve que interfieren con los procesos superficiales que tienden a erosionarlos (Yeats *et al.*, 1997; Burbank y Anderson, 2001; Goudie, 2004c).

Keller y Pinter (1996) señalan que la Geomorfología Tectónica se puede definir de dos maneras: 1) el estudio de las formas producidas por procesos tectónicos, o 2) la aplicación de los principios geomorfológicos para resolver problemas tectónicos. Para estos autores la Geomorfología Tectónica es sinónimo de **tectónica activa** (Fig. 3.2), aunque estos investigadores precisan que la Tectónica activa

**FIGURA 3.1** Falla normal que afecta a materiales jurásicos y a una secuencia coluvial. En el contacto entre ambos depósitos se puede observar el salto de la falla de 50 cms y un espejo de falla con diferentes microestructuras. Foto tomada en 1981. En los coluviones se han efectuado dos dataciones absolutas con  $^{14}\text{C}$ : una a 2 m de la superficie proporciona una edad de  $43.070 \pm 1.200$  BP y otra,  $> 48.500$  BP, ya que se supera el alcance del método (Gutiérrez *et al.*, 2005). Rubielos de la Cérida (provincia de Teruel). Cordillera Ibérica Central.



**FIGURA 3.2** Falla activa con espejo, estrías y acanaladuras. Mu la-Kale (Turquía). Foto: F. Gutiérrez.





se refiere a los procesos tectónicos que producen deformación en la corteza terrestre a escala de la vida humana. La Tectónica activa trata fundamentalmente del estudio de los terremotos (McCalpin y Nelson, 1996). Estos autores señalan que la **paleosismología** se preocupa del estudio de los terremotos prehistóricos, especialmente de su localización, edad y tamaño. La paleosismología difiere de la **neotectónica**, que estudia los movimientos corticales acaecidos durante el cenozoico superior, en que trata las deformaciones casi instantáneas de las formas y sedimentos durante los terremotos (Allen, 1986).

Con anterioridad a 1970 la valoración del riesgo de terremotos en el espacio y en el tiempo en países industrializados, como Estados Unidos y la URSS, se basó únicamente en el registro histórico de terremotos (McCalpin y Nelson, 1996). En la actualidad la mayoría de los países con fallas sísmicamente activas consideran los datos paleosísmicos regionalmente y analizan el riesgo sísmico para un lugar determinado (Algermissen *et al.*, 1982). La paleosismología completa los registros sísmicos históricos e instrumentales caracterizando y datando grandes terremotos prehistóricos (Vittori *et al.*, 1991).

Las características de los modelados erosivos o deposicionales generados durante un terremoto se consideran **cosísmicos** y contrastan con los rasgos **no sísmicos** formados por procesos erosivos y sedimentarios. Los paleosismólogos sólo pueden estudiar los terremotos que producen deformaciones de superficies claramente reconocibles. A estos terremotos se les denomina **terremotos morfogenéticos**. Se designan con el término **sismitas** a las estructuras geológicas relacionadas genéticamente con terremotos, conservadas en el registro estratigráfico.

Se precisa una energía que desencadene la actividad Tectónica con el fin de generar relieve, trabajo que se realiza generalmente contra la gravedad. La energía necesaria para estos fines procede de una pequeña fracción de los movi-

mientos horizontales de las placas litosféricas, que constituyen la parte exterior más rígida del planeta. Se incluye también el calor interno emitido por la desintegración de los radioisótopos y de los cambios de fase en el interior de la tierra (Burbank y Anderson, 2001). En definitiva, podría decirse que los desplazamientos horizontales acumulados en los límites de placas, transformados en verticales en los márgenes convergentes (sistemas montañosos) no son más que la suma a lo largo del tiempo de los desplazamientos individuales producidos por los terremotos, que a su vez impulsan los procesos de elevación isostáticos.

El estudio de la Geomorfología Tectónica requiere el conocimiento de los procesos geomorfológicos y tectónicos. Para ello es necesario comprender la evolución del modelado a partir de las teorías clásicas de Davis, Penck y King, que han sido tratadas anteriormente. También se hace preciso conocer los conceptos geomorfológicos de umbrales, respuesta compleja y equilibrio dinámico (Keller y Pinter, 1996). Todos ellos han sido analizados en un capítulo precedente. Un simple ejemplo pone de manifiesto la necesidad de entendimiento de estos conocimientos geomorfológicos. Un terremoto supone una súbita liberación de esfuerzos que pueden producir instantáneamente cambios en el modelado y originar un escarpe de falla. Si el intervalo de recurrencia entre terremotos es considerable, los procesos geomorfológicos irán paulatinamente degradando el escarpe de falla original hasta el próximo terremoto. En general, la conservación de la evidencia de terremotos pasados depende de la interacción de los procesos geomorfológicos frente a la deformación (Bull, 1991). Cuando las magnitudes de la deformación superan a la intensidad de los procesos geomorfológicos se crean formas o paisajes sísmicos.

Los primeros efectos de los terremotos incluyen el movimiento brusco de sacudidas del terreno que pueden producir el colapso de edificios (Fig. 3.3) (destrucción de



**FIGURA 3.3** Edificios parcialmente derruidos por el terremoto de Pugilí de abril de 1996. San Juan del Agua Santa, región de Cotopaxi (Ecuador). Foto F. Gutiérrez.



Sodoma y Gomorra, 4350 BC), puentes, obras lineales, presas, túneles, oleoductos, gasoductos, etc. (Bolt, 1999). También se producen efectos secundarios que incluyen la **licuefacción** (como en Niigata, Japón, 1964), que se define como la transformación de un material granular saturado en agua de un estado sólido a líquido. Las sacudidas de los terremotos desencadenan muchos **deslizamientos** (Huascarán, Andes del Perú, 1962). La rotura de las conducciones de gas por efecto del terremoto desencadena importantes **fuegos** como los producidos en el terremoto de San Francisco de 1906. Las olas marinas sísmicas o **tsunamis** se originan por desplazamientos verticales del fondo del océano ligados a terremotos oceánicos (maremotos). Las olas de hasta 1 m de altura se desplazan a 800 km/hora con una longitud de onda de 100 km y al llegar a la costa se convierten en olas con alturas de más de 20 m y velocidades de 60 km/hora, produciendo en algunos lugares catástrofes importantes (Málaga, 1689; Lisboa, 1755; Hawai, 1946; Sumatra, 2004). También los terremotos pueden dar origen a **in-**

**undaciones** por rotura o colapso de presas (Presa de tierra de Sheffield, California, 1925). Se ha estimado que un gran terremoto en un área densamente poblada del sur de California podría ocasionar una catástrofe con varios miles de muertos y daños del orden de 100.000 millones de dólares (Keller y Pinter, 1996). Estos datos indican que es necesaria una importante investigación en Geomorfología Tectónica para comprender mejor la impronta en el paisaje de los diferentes tipos de procesos sísmicos (rupturas de falla, efectos secundarios) y, a su vez, en el caso de poseer un conocimiento preciso sobre los mecanismos generadores llevar a cabo la evaluación de la peligrosidad, con la consiguiente alerta a la sociedad.

La Geomorfología Tectónica necesita de los conocimientos de otras ramas de la ciencia, como la Sismología, Paleoclimatología del cuaternario, Geocronología, Geología Estructural, Estratigrafía, Geodesia y Geomorfología (Burbank y Anderson, 2001). De la integración de todas estas disciplinas se pueden esperar avances importantes en la Geomorfología Tectónica.

## 3.2 Marcadores geomorfológicos

Los marcadores geomorfológicos son características del modelado, tal como terrazas fluviales y marinas, que pueden utilizarse para analizar las huellas de la deformación. Con anterioridad a la actividad Tectónica los marcadores tienen que tener una geometría planar (superficie de referencia) o lineal conocida, que permita analizar la magnitud de la deformación sufrida por plegamiento o fracturación. Con el fin de definir las magnitudes de la deformación se hace preciso conocer el tiempo y la cantidad de deformación (Burbank y Anderson, 2001).

### 3.2.1 Marcadores geomorfológicos planares

Las **terrazas fluviales** se utilizan frecuentemente para estudiar la deformación por fallas y plegamientos a partir de los perfiles longitudinales de las terrazas. Estas se pueden originar por Tectónica o cambios climáticos. Si conocemos el registro climático temporal de un área determinada y la terraza se ha originado por cambio climático podemos estimar la edad a partir del registro. Cuando no conocemos el registro climático o no tenemos certeza de una génesis climática debemos datar los marcadores (terrazas). Las superficies de los **abanicos aluviales**, se parecen a las de las terrazas fluviales, aunque presentan pequeñas inclinaciones, pero variables, y el perfil longitudinal es ligeramente cóncavo. No obstante pueden utilizarse como marcadores,

ya que es posible emplear su pendiente media (Avouac *et al.*, 1993). También los **glacis de erosión y glacis cubiertos** pueden emplearse como marcadores, tomando igualmente la pendiente media. En el término de La Laja, próximo a la ciudad de San Juan (Argentina), se pueden observar fallas inversas recientes de unos 30° y vergencia al oeste, en un glacis cubierto, que originan pequeños escarpes de falla a lo largo de su trazado. Pequeños escarpes de falla son característicos en las superficies de abanicos aluviales encostrados inmediatamente al noreste de la localidad de Totana (Murcia), asociados a la Falla de Lorca-Alhama (Silva, 1994; Baena *et al.*, 1994).

Otro tipo de marcadores planares son las **terrazas marinas, playas y líneas de costa**. Las terrazas marinas se originan a partir de las variaciones del nivel del mar a lo largo del tiempo. Los cambios de nivel del mar o eustáticos fueron importantes durante el Pleistoceno y alcanzaron un descenso de 150 m hace unos 18.000 años (Fairbanks, 1989). El constante ataque de la línea de costa por las olas origina terrazas marinas erosivas o plataformas de abrasión, que presentan una inclinación hacia el mar de alrededor de 1°. Para determinar la variación de nivel del mar es necesario conocer la magnitud del levantamiento tectónico. Las terrazas marinas elevadas (rasas) permiten conocer los levantamientos paralelos a la costa y las variaciones espaciales de los movimientos corticales (Fig. 3.4). Las terrazas marinas construidas se pueden for-





**FIGURA 3.4** Plataformas marinas que se han originado por ascenso constante desde el inicio del Cuaternario. Sur del Perú. Foto C. Zazo.

mar cuando las condiciones marinas son favorables para el crecimiento de corales y algas coralinas. Debido a la rápida erosión y al crecimiento acelerado de los corales se pueden formar terrazas en unos pocos miles de años. Por otra parte, el nivel del mar no ha sufrido variaciones significativas en los últimos miles de años y, por consiguiente, se reconocen plataformas de abrasión y terrazas coralinas en numerosas costas. En las costas españolas existen magníficos ejemplos de terrazas marinas levantadas y segmentadas por fallas normales, los más relevantes pueden observarse en la costa de Almería, Estrecho de Gibraltar y Baleares (Zazo *et al.*, 1999b).

En algunos lagos, como el Bonneville en Utah, precursor del Salt Lake, se han originado a lo largo del Pleistoceno numerosas plataformas de erosión, con anchuras de unos 100 m, que han sido utilizadas como marcadores para analizar el rebote isostático que siguió a la contracción del lago (Gilbert, 1890). También los deltas marinos y lacustres pueden utilizarse como marcadores, ya que proporcionan una clara evidencia de antiguos niveles del agua y además, tienen la ventaja de su mayor tamaño con respecto a las terrazas marinas o lacustres.

También se utilizan como marcadores las superficies de erosión, desarrolladas durante amplios intervalos de tiempo de estabilidad cortical. En un mapa de isohipsas se reflejan elevaciones de las mismas bajo la forma de domos y abombamientos alargados, como deformaciones dúctiles de las superficies de erosión y fallas de mayor o menor recorrido, semifosas y fosas, como deformaciones frágiles (Fig. 3.5) (Simón, 1983). Muchos investigadores de los rift valleys de África oriental utilizan las extensas superficies de erosión como marcadores, para analizar la deformación de las mismas en la etapa de arqueamiento. De igual modo, podemos utilizar, con un carácter espacial más restringido, las superficies exhumadas o aquellas que constituyen una discordancia angular.

### 3.2.2 Marcadores geomorfológicos lineales

Los marcadores planares suelen ocupar grandes extensiones. No obstante, los marcadores geomorfológicos lineales y aquellos llevados a cabo por el hombre pueden utilizarse para determinar la deformación (Burbank y Anderson, 2001).

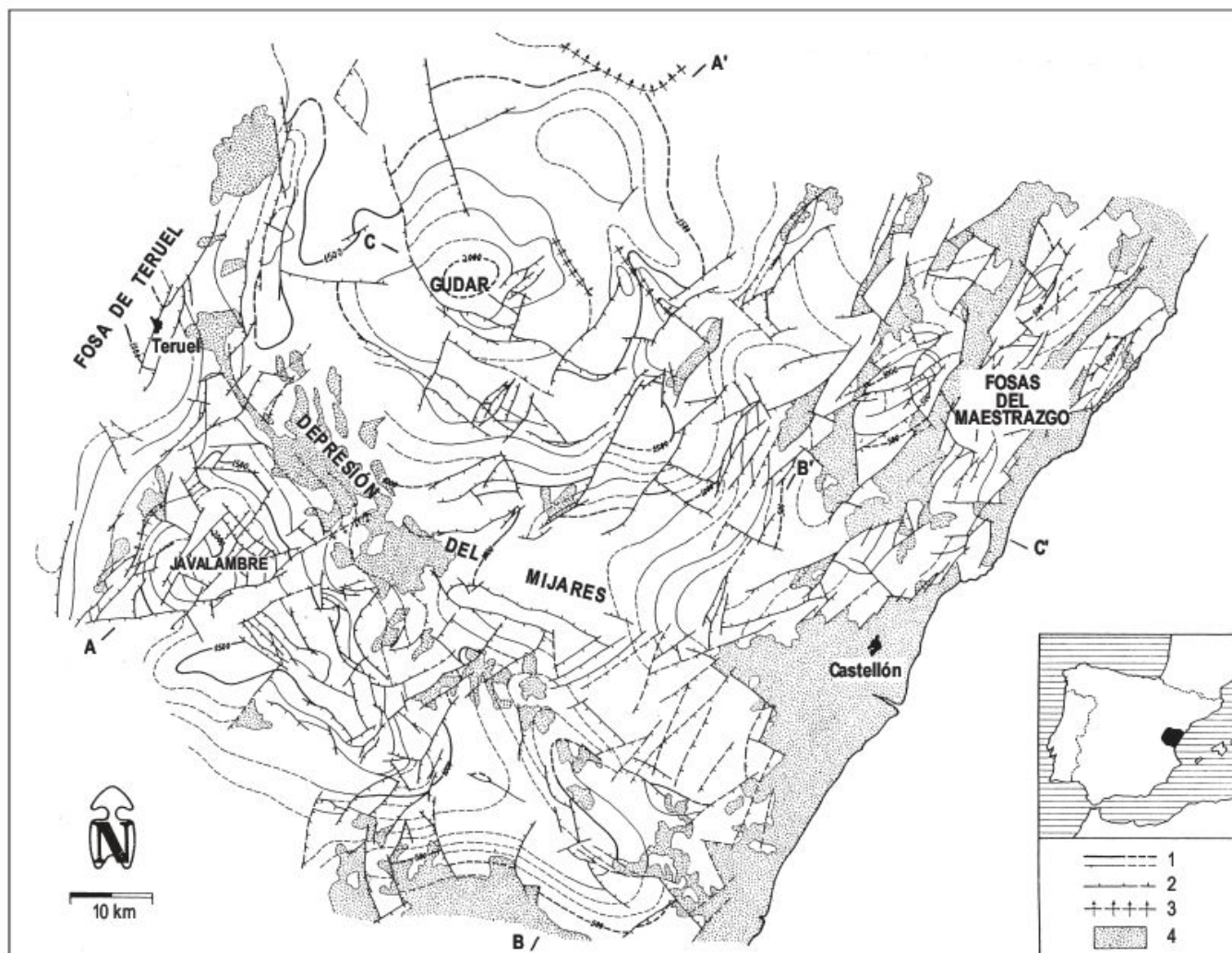
Los cursos de los ríos pueden desplazarse por fallas en dirección y pueden medirse los desplazamientos laterales. Los movimientos en dirección pueden decapitar a los cursos fluviales, por lo que algunos canales terminan abruptamente en la falla. Como consecuencia del movimiento de la falla de San Andrés se desarrollan numerosos canales que acaban en la misma. En la Península Ibérica la Falla de Carboneras (Almería) y la de Lorca-Alhama (Murcia) presentan excelentes ejemplos de cauces desplazados o en bayoneta (Goy y Zazo, 1984; Silva, 1994; Baena *et al.*, 1994).

Los cordones glaciares constituidos por material de deriva glacial, así como los cordones de los glaciares rocosos pueden utilizarse como marcadores lineales. Se pueden medir fácilmente los desplazamientos laterales generados por la actividad de fallas en dirección.

Igualmente, se pueden utilizar como marcadores lineales los levees de los debris flow, situados a lo largo de los márgenes de los canales. También se pueden usar líneas de estacas, rafles de tren, senderos, líneas pintadas sobre calles y carreteras e incluso rodadas de vehículos que documentan los desplazamientos cosísmicos de terremotos recientes (Burbank y Anderson, 2001).

En conclusión, es preciso conocer con claridad los marcadores geomorfológicos analizados y, a ser posible, llevar a cabo una datación de los mismos, ya que los cálculos de las velocidades de la deformación dependen de las edades de los marcadores desplazados.





**FIGURA 3.5** Mapa de contornos estructurales de la penillanura fundamental deformada (Mioceno-Plioceno) en la Cordillera Ibérica centroriental. 1) Isohypsas de la penillanura con equidistancia de 100 m. 2) Fallas presuntamente activadas durante la distensión Pliocuaternaria. 3) Flexuras. 4) Plioceno Superior-Cuaternario (Simón, 1983).

## 3.3 Métodos de datación

La datación quizás sea la tarea más importante para estimar la actividad Tectónica y es con frecuencia la parte más difícil del estudio tectónico. Si no disponemos de cronología no se pueden calcular la velocidad de los procesos tectónicos (Keller y Pinter, 1996). Hasta el advenimiento de los métodos de datación radiactiva, se utilizaban métodos de datación relativa. En la actualidad disponemos de numerosos métodos de datación para estudiar la Tectónica activa. Estos métodos pueden proporcionar edades absolutas o dataciones relativas (la superficie B es más

antigua que la C y la A la más reciente). Pero las dataciones absolutas llevan implícitas diversos errores propios de cada método. En la Tabla 3.1 se presenta un listado de métodos de datación absoluta más frecuentemente utilizados en Geomorfología Tectónica y el rango temporal de su aplicación. En la actualidad se disponen de trabajos y tratados que analizan con profundidad los diferentes métodos de datación (Mahaney, 1984; Pierce, 1986; Rutter y Catto, 1995; Noller *et al.*, 2000; Burbank y Anderson, 2001; Banner, 2004).



**TABLA 3.1** Métodos de datación absoluta (Burbank y Anderson, 2001).

Método	Intervalo útil	Materiales
<b>Radiogénico</b>		
$^{14}\text{C}$	35 Ka	Madera, conchas de carbonato
U/Th	10-350 Ka	(Corales y espeleotemas)
Termoluminiscencia (TL)	30-300 Ka	Limo cuarcífero
Luminiscencia ópticamente estimulada (OSL)	0-300 Ka	Limo cuarcífero
<b>Cosmogénico</b>		
In situ $^{10}\text{Be}$ , $^{26}\text{Al}$	3-4 Ma	Cuarzo
He, Ne	Ilimitado	Olivino, cuarzo
$^{36}\text{Cl}$	0-4 Ma	
<b>Químico</b>		
Tefrocronología	0- Varios Ma	Ceniza volcánica
Racemización de aminoácidos	0-300 Ka; el intervalo depende de la temperatura	Conchas de carbonato
<b>Paleomagnético</b>		
Identificación de inversiones	0-700 Ka	Sedimentos finos, coladas volcánicas
Variaciones seculares	0-700 Ka	Sedimentos finos
<b>Biológico</b>		
Dendrocronología	10 Ka, dependiendo de la existencia de una curva de crecimiento local	Madera

### 3.3.1 Métodos de datación relativa

Uno de los métodos se basa en la **velocidad sísmica de los clastos**, que varía en función de la densidad de fisuras y, por consiguiente, el número de grietas controla la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Se trata de un método semicuantitativo (Crook, 1986). Una técnica similar a la descrita se basa en que las rocas al alterarse pueden generar una meteorización esferoidal, que se localiza a cierta profundidad sobre una roca menos alterada. En estos perfiles de meteorización se toman medidas de la velocidad sísmica. Esta técnica se ha utilizado en la obtención de cronologías recientes en depósitos glaciares. También se utiliza la técnica del crecimiento de **anillos de hidratación en obsidiana**. Este vidrio se hidrata al aflorar. Se mide el espesor de los anillos que es del orden de algunas micras. La velocidad de hidratación depende de la composición y de la temperatura superfi-

cial, al igual que la velocidad de crecimiento de los anillos, por lo que esta técnica requiere de una calibración frente a superficies de edad conocida para efectuar una cuantificación.

El método de **desarrollo de los suelos** es una técnica cualitativa basada en las acumulaciones de carbonato o arcilla, que sufren un mayor grado de engrosamiento con el tiempo (Birkeland, 1984). En los suelos de las regiones áridas suele producirse una acumulación de carbonato. La precipitación se favorece por la pérdida de  $\text{CO}_2$  en las disoluciones o por aumento de temperatura. La cantidad total de carbonato en el suelo, junto con las películas existentes en la base de los clastos, se utiliza para llevar a cabo edades relativas de superficies. En España la secuencia de terrazas del Río Cinca presenta un mayor engrosamiento de carbonatos en los niveles más antiguos, mientras en los más jóvenes es inexistente (Sancho y Meléndez, 1992).



La **liquenometría** constituye un método muy empleado en investigaciones geomorfológicas (edades de morrenas, bloques caídos) y se basa en la utilización de los diámetros de algunas especies de líquenes, asentados en un depósito determinado, para obtener una edad aproximada de este depósito (Innes, 1985; Chueca, 1994). El líquen más utilizado es del género *Rhizocarpon* y se piensa que el diámetro aumenta linealmente con el tiempo. Para obtener unas dataciones más precisas es necesaria una calibración local, ya que la velocidad de crecimiento del líquen es función del clima. Para algunos investigadores el tipo de litología también influye en la velocidad de crecimiento, así como su orientación respecto al sol. Como en todas las técnicas, hay limitaciones e incertidumbres. Se estima que sobre superficies geomorfológicas se pueden obtener cronologías detalladas para edades inferiores a 500 años.

### 3.3.2 Métodos de datación absoluta

La Tabla 3.1 incluye los métodos de datación absoluta más utilizados. La **dendrocronología** utiliza los anillos de crecimiento del tronco de los árboles, en la que se mide la anchura de los anillos de algunas especies de árboles. El crecimiento de los mismos es rápido en la estación húmeda y en verano, lo que da lugar a capas más anchas de madera separadas por otras más finas. Por lo tanto, la dendrocronología se basa en una serie patrón de anillos de crecimiento que se obtiene a partir de un conjunto de árboles (Stuiver, 1970; Shroder, 1980). Las investigaciones en dendrocronología han proporcionado la base para la calibración del método  $^{14}\text{C}$ . Por otra parte, se han utilizado en los estudios del deslizamiento de rocas, coladas volcánicas y terremotos (Burbank y Anderson, 2001).

La **cronología de varvas** requiere contar un número de capas. Una varva constituye un par de capas originadas en lagos proglaciares, en la que se reconoce una banda clara de arena fina y otra oscura de limo. Se originan por aguas de fusión que alimentan a los lagos, en los que la capa clara se produce en verano por una sedimentación relativamente rápida, mientras que la oscura resulta de una lenta floculación posterior. Cada par corresponde con un año. Inicialmente se utilizaron en los bordes de los casquetes escandinavo y lauréntido.

El método de **radiocarbono** es el más utilizado de todas las técnicas de datación. También es el menos caro y el más contrastado. Los análisis standard de radiocarbono datan hasta 35.000 años. La espectroscopia de aceleración de masas (AMS) es una variedad de los análisis de  $^{14}\text{C}$  que incrementa el rango temporal de datación (hasta 50.000 años), tiene menos errores y sólo es necesario una pequeña cantidad de muestra (3 mg para carbón vegetal). El método está basado en la medida de la abundancia re-

lativa de  $^{14}\text{C}$  en comparación con el isótopo de carbón estable ( $^{12}\text{C}$ ). Para determinar edades absolutas se hace preciso calibrar las dataciones de  $^{14}\text{C}$  (Stuiver y Kra, 1986; Blackwell *et al.*, 2006).

Las **series de uranio** facilitan la datación numérica a partir de técnicas que utilizan la desintegración de los radioisótopos de uranio. Se reconocen dos series de desintegración:  $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$ . Ambas conducen mediante series de transición a un isótopo de plomo. El intervalo de datación se encuentra entre  $10^4$  y  $10^6$  años. Se utilizan para datar carbonatos inorgánicos y biogénicos. Cuando se trata de conchas pueden existir problemas en la datación debido a un enriquecimiento de carbonato más reciente.

La datación por **luminiscencia** suele realizarse en depósitos en los que se supera la máxima edad apreciada por el método de  $^{14}\text{C}$ . Proporciona una forma de obtener la edad para distintos ambientes sedimentarios. Se basa en la estimación del tiempo transcurrido desde que el sedimento ha sido expuesto a la luz del día. Todo ello implica la cuantificación de la radiación recibida. Cuando la luminiscencia se produce en el laboratorio por adición de calor se denomina **termoluminiscencia** (TL). Cuando se debe a la anexión de luz, recibe el nombre de **luminiscencia ópticamente estimulada** (OSL). El OSL tiene muchas ventajas sobre el TL, por lo que es preferible efectuar la datación con OSL (Aitken, 1998).

El método **cosmogénico** es una técnica reciente que permite datar las superficies de afloramiento rocosas y depósitos aluviales que han estado expuestos continuamente a la radiación cósmica desde su origen. Estas técnicas están evolucionando rápidamente. Se trata de medir  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$  y otros isótopos, que se han originado cuando los rayos cósmicos interactúan con la superficie terrestre. Como estos isótopos se acumulan en cantidades medibles en la superficie de los suelos, depósitos aluviales y superficies rocosas, su concentración es una medida potencial del tiempo mínimo de exposición de estas superficies (Bierman, 1994).

El estudio de los tefra o piroclastos es de gran importancia porque permite efectuar correlaciones estratigráficas a gran distancia de diferentes capas de tefra, si previamente han sido datadas (**tefrocronología**) (Westgate y Naeser, 1998). Las dataciones pueden efectuarse por distintas técnicas, siendo la más frecuente el **método de  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$** , en el que el potasio se desintegra en argón. Su apreciación máxima es de  $10^5$  años.

El método de **racemización de aminoácidos** está basado en que las proteínas que constituyen la materia orgánica de los esqueletos y conchas están constituidas por un gran número de aminoácidos y sufren reacciones químicas en función del tiempo. Después de su muerte, los aminoácidos se alteran a través de procesos físicos y químicos. El grado de la alteración sufrida es utilizado como un reloj y, por consiguiente, constituye un método de datación absoluta (Kaufman *et al.* 1992). Es un método de bajo coste y sólo se necesitan 2 mg de muestra.



## 3.4 Técnicas en Geomorfología Tectónica

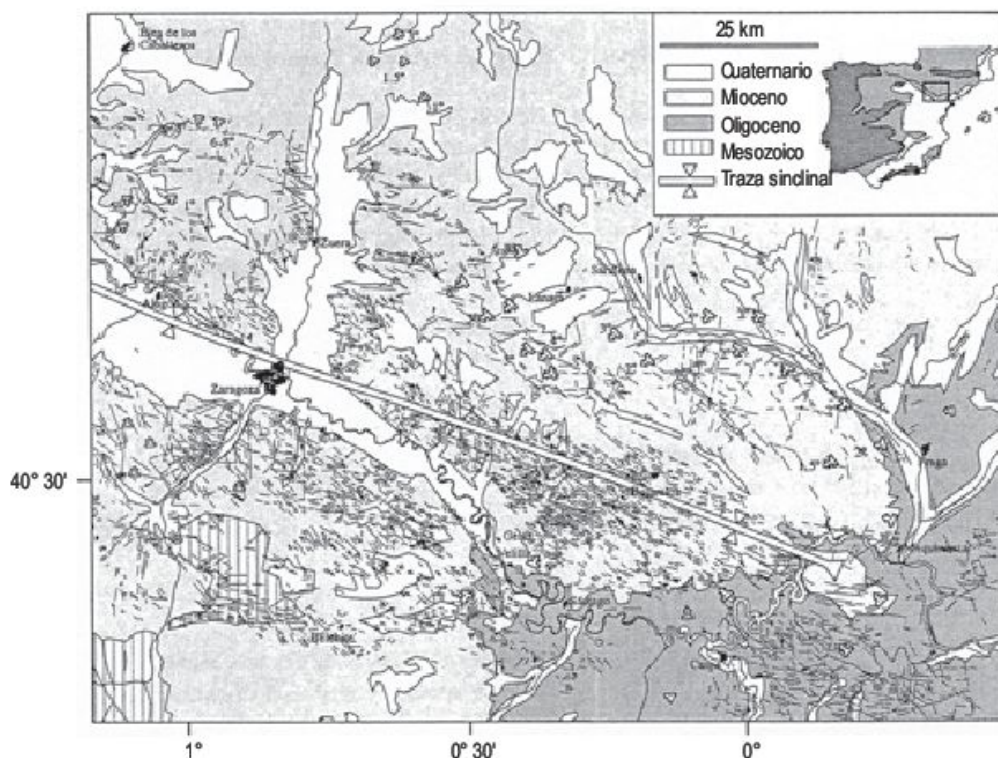
Se pueden diferenciar dos tipos de métodos: las **formas del relieve** corresponden a características paleosísmicas y para su estudio se utilizan técnicas geomorfológicas (King, 1966; Goudie, 1981a) que incluyen la elaboración de mapas de modelados paleosísmicos. Cuando disponemos de **expresión en el registro estratigráfico**, las técnicas estratigráficas ahondan en la cartografía de la deformación paleosísmica, prospectando fallas enterradas con métodos geofísicos. También la realización de trincheras aporta numerosos datos para datar los paleoterremotos, pero deben tener en cuenta los datos relativos a las escalas regional y local, para entender adecuadamente la evolución de la paleosismología del área (McCalpin, 1996a).

Las investigaciones de campo en Tectónica activa deben comenzar a escala regional (miles de km<sup>2</sup>), proseguir a escala local (unos pocos km<sup>2</sup>) y finalizar a escala puntual (desde 1 Ha a unos m<sup>2</sup>). Muchos países disponen de una cartografía geológica regional, que puede servir de base para los primeros estudios. Las investigaciones a escala local y puntual deben realizarse específicamente para el área indicada.

### 3.4.1 Cartografía de las regiones paleosísmicas

El primer paso que se debe dar es el levantamiento de la cartografía geológica de superficie para identificar las áreas que han estado sometidas a deformación reciente. El estudio fotogeológico ayuda considerablemente a la elaboración de estos mapas. También se deben efectuar medidas fotogramétricas con pares estereoscópicos. Existen numerosos trabajos de cartografía de fallas y lineamientos obtenidos por imágenes de satélite (Fig. 3.6) (Arlegui y Simón, 2000).

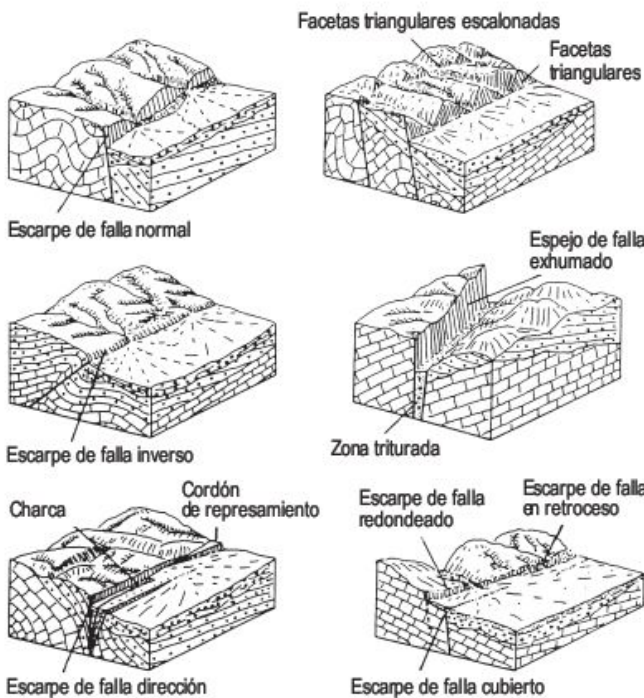
Los rasgos paleosísmicos se pueden cartografiar como estructuras que deforman materiales geológicos o como deformaciones de las formas del relieve (McCalpin, 1996a). Es de gran importancia llevar a cabo un levantamiento detallado de los diferentes modelados erosivos y deposicionales, enfatizando sobre aquellos que han sufrido una deformación. Algunos investigadores han propuesto leyendas para mapas morfotectónicos (Goy *et al.*, 1988, 1991; Baena *et al.*, 1993). Estos autores, como señala



**FIGURA 3.6** Esquema geológico-estructural del sector central de la Cuenca del Ebro. Los lineamientos han sido cartografiados a partir de imágenes Landsat y estudios de campo (Arlegui y Simón, 2000).



McCalpin (1996a), han elaborado un excelente sistema de unidades cartográficas adaptado a estudios neotectónicos. En la Figura 3.7 se esboza una pequeña parte de la leyenda propuesta, en la que se contemplan 87 símbolos geomorfológicos relacionados con la neotectónica.



1. ANOMALÍAS GEOMÓRFICAS RELACIONADAS CON ESCARPES Y LÍNEAS DE FALLA

1.2 ESCARPES Y LÍNEAS DE FALLA	1.3 FORMAS ASOCIADAS
Escarpe de falla normal	Trincheras de falla
Escarpe de falla inversa	Loma de obturación
Escarpe de falla en dirección	Loma de presión
Escarpe de línea de falla (por erosión diferencial)	Charca de falla
Escarpe de línea de falla exhumado	Microtopografía de horsts y fosas
Escarpe de línea de falla fosilizado	Microdepresión de pull-apart
Escarpe de falla redondeado (parcialmente enterrado)	Micromorfología de espolones (spurs) sobre la zona triturada inducida por erosión
Escarpe de falla en retroceso	Lagoon de bloque hundido
Escarpe de falla erosionado	
Escarpes paralelos a falla principal	
Frente de montaña lineal	

**FIGURA 3.7** Bloques diagrama de deformaciones neotectónicas y símbolos de cartografía geomorfológica. Arriba: bloques diagramas que ilustran escarpes y líneas de falla. Abajo: símbolos de cartografía geomorfológica relacionados con escarpes y líneas de falla (Goy et al., 1988, 1991).

Los **perfiles topográficos** realizados con mapas detallados a escala 1:1.000, son un método sencillo de obtener saltos de falla y para ello se deben efectuar perpendiculares al escarpe de falla. Proporcionan el desplazamiento vertical de fallas en dirección con buzamiento (*dip-slip faults*) y, algunas veces, aportan importantes datos sobre la edad (Buckman y Anderson, 1979). Las terrazas se crean por erosión fluvial y costera y constituyen niveles geomorfológicos de referencia, en las que mediante perfiles topográficos longitudinales y perpendiculares se localizan anomalías relacionadas con la deformación.

### 3.4.2 Cartografía de la estratigrafía paleosísmica

Mediante la estratigrafía podemos reconocer paleosismos mediante el desplazamiento y discordancias angulares. También se pueden deducir por evidencias secundarias, como diques clásticos y deformaciones de sedimentos blandos. Los sondeos poco profundos se pueden realizar en cualquier tipo de situaciones y los sondeos a mayor profundidad permiten la penetración en gravas cementadas. La principal utilización en paleosismología es la de correlación en una zona de falla, de modo que se pueda calcular el desplazamiento neto o acumulado.

La excavación de **trincheras** (Figs. 3.8 y 3.9) es una técnica fundamental para el estudio de zonas de deformación. El estudio de las trincheras (Fig. 3.10) proporciona datos muy valiosos sobre el desplazamiento y recurrencia de los paleoterremotos. Las trincheras se deben realizar perpendiculares a la dirección de la falla, para fallas con salto de componente vertical, y paralelas a la misma si se trata de fallas en dirección. Cuando los desplazamientos son en dirección y buzamiento, es preciso realizar varias trincheras para obtener los componentes tridimensionales del deslizamiento. Estas trincheras se utilizan básicamente para el estudio de la estratigrafía y la deformación existente como consecuencia de la actividad de un paleosismo. Las trincheras se realizan con retroexcavadoras y hay que tener cuidado con la estabilidad de las paredes, ya que en algunos casos han colapsado cuando se investigaba el interior de las mismas (McCalpin, 1996). Es necesario analizar el tipo de suelos y su desarrollo, ya que son indicadores del tiempo necesario para su formación. Además es esencial la localización de capas con material datable (carbón, restos orgánicos, etc.) que permiten fechar los eventos sísmicos que pueden registrarse en la estratigrafía de las paredes de las trincheras.

### 3.4.3 Técnicas geofísicas en paleosismología

Se utilizan para el estudio de la geología subsuperficial en zonas de fallas y para detectar fallas enterradas que no tienen expresión morfológica. Los métodos que se utilizan

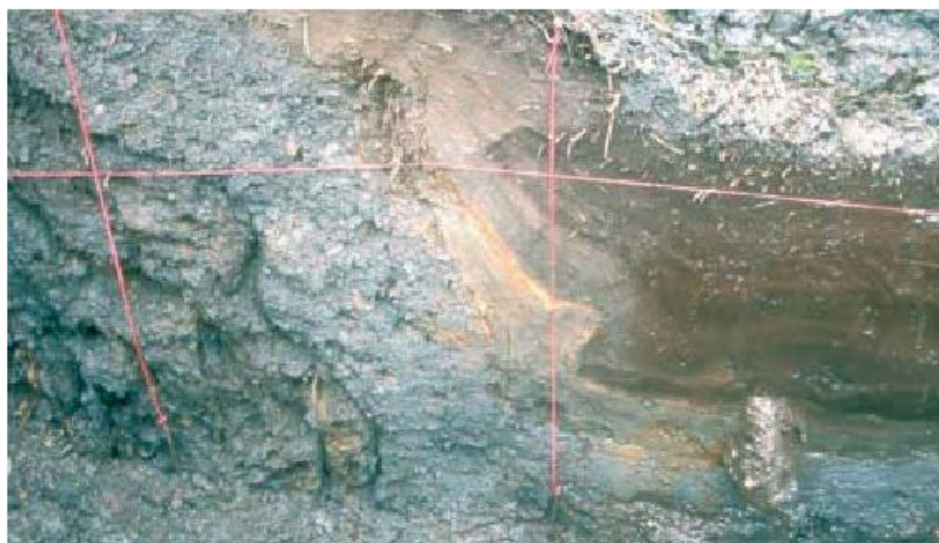




**FIGURA 3.8** Trinchera para el estudio de la deformación reciente. Nahal Shehoseh (Sur de Arava). Margen occidental del Mar Muerto. Desierto del Negev. Israel.



**FIGURA 3.9** Trinchera en área de compresión. Ragged Mountains (Alaska). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 3.10** Deformación plástica sinsedimentaria en una trinchera de Ragged Mountains (Alaska). Foto F. Gutiérrez.



deben tener una resolución inferior a los 10 m y han de reflejar las distintas discontinuidades existentes en el subsuelo. Los métodos sísmicos de reflexión y refracción pueden detectar fallas y caracterizar la disposición y potencia de los estratos existentes en subsuperficie, pero no suministran datos sobre la edad y magnitud de los paleoterremotos. El **georádar** (GPR) suministra imágenes del subsuelo, que son parecidas a las de sísmica de reflexión. La semejanza resulta de las distintas reflexiones de ondas transmitidas y recogidas en superficie, aunque la frecuencia en reflexión es de 100 Hz y en el radar de 80-300 MHz. Investigaciones de GPR han sido recientemente aplicadas al análisis del escarpe de falla de Ventas de Zafarraya (Granada), activado durante el último gran terremoto ocurrido en la Península Ibérica, en 1884 en Arenas del Rey de intensidad XMSK (Reicherter *et al.*, 2003). Los levantamientos **aeromagnéticos** sirven para localizar áreas de intensa deformación por fallas. Los **métodos gravimétricos** pueden expresar las diferencias en la atracción de la gravedad a ambos lados de una falla de salto vertical. Ambos métodos se utilizan muy poco en paleosismología. Recientemente, está siendo muy utilizada la prospección geoelectrónica, muy especialmente la tomografía eléctrica, que permite obtener pseudosecciones 2D del entorno de las fallas. Una combinación de métodos sísmicos, eléctricos y aeromagnéticos se ha aplicado al análisis del escarpe de falla de Sencelles (Mallorca), relacionado con el terremoto de Palma de Mallorca de 1851 (Silva *et al.*, 2001).

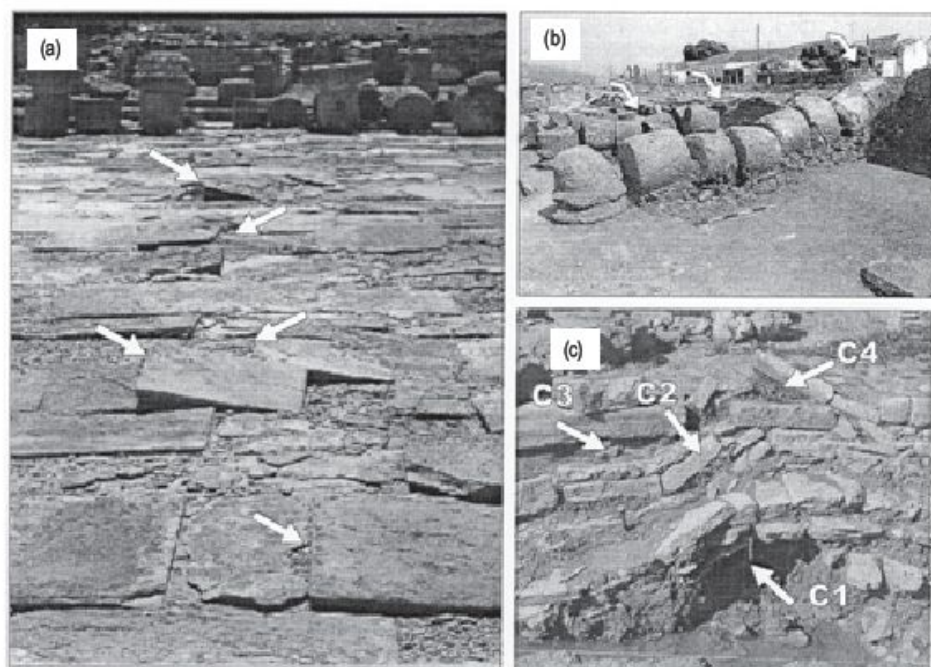
### 3.4.4 Técnicas arqueológicas

La **arqueología** puede suministrar elementos de datación. Es necesario tener en cuenta que fragmentos de cerámica dentro de un material movilizado, como un depósito de ladera, proporciona una edad relativa («*post quem*»). Por lo tanto, el depósito de ladera es posterior a la edad de la cerámica más joven contenida en el depósito.

Las ruinas de forma conocida suministran edades límite y también información sobre la geometría de la deformación (Vita-Finzi, 1986). Las dataciones con algunos tipos de cerámica pueden alcanzar una precisión de decenas de años. Parte de la Gran Muralla de China, construida hace 400 años, ha sido desplazada por una falla de 1,45 m de movimiento dextrógiro y 0,95 m de deslizamiento vertical (Deng *et al.*, 1984). En España los únicos datos arqueológicos relacionados con deformación sísmica son los de las ruinas romanas de Baelo Claudia (Bolonia, Cádiz), supuestamente afectada por dos terremotos entre 40-60 AD y 350-395 AD (Silva *et al.*, 2005) (Fig. 3.11).

### 3.4.5 Técnicas geodésicas

La **geodesia** es la ciencia que estudia la figura de la Tierra, en la que se incluye su forma gravimétrica y los cambios de su superficie. Debido a los movimientos de las placas y a la gravedad, la superficie terrestre está en constante movimiento a escala regional. La geodesia requiere



**FIGURA 3.11** (a) Losas deformadas en el Forum de Baelo Claudia. Las flechas indican las losas levantadas. (b) Columnas colapsadas hacia el sur en Basílica (según Sillières, 1997). (c) Restos en la esquina noroeste del Forum plegados y empujados hacia arriba. C1: pavimento romano plegado 40-60 AD; C2: sillares de una casa fallados 40-60 AD; C3: horizonte demolido 40-60 AD; C4: sótano de una casa afectado por falla inversa, 350-395 AD (Silva *et al.*, 2005).

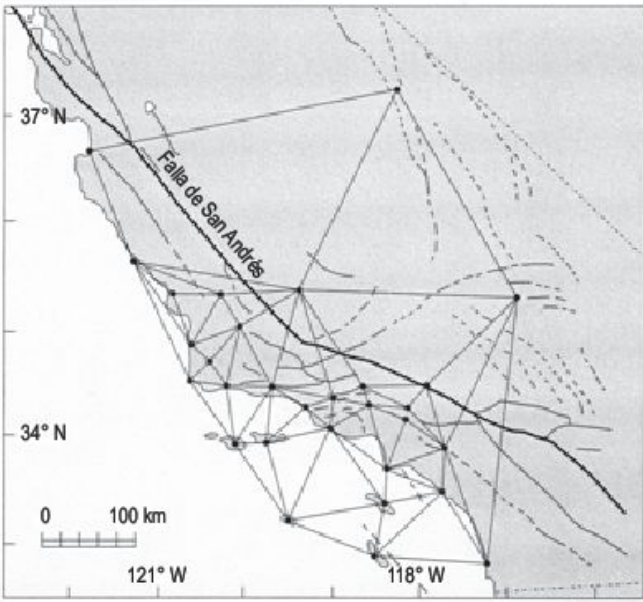


la posición exacta de puntos geográficos. Los levantamientos geodésicos repetidos antes y después de un terremoto permiten obtener una información real de la historia geodésica de la deformación.

Por el conjunto de la sociedad, la topografía terrestre es relativamente estable a lo largo del tiempo. Sin embargo, es tan grande la precisión de algunas medidas geodésicas que, sobre todo en regiones tectónicamente activas, es posible detectar la deformación sufrida a lo largo del tiempo. Las medidas geodésicas necesitan tener una red de **puntos de control** para llevar a cabo las investigaciones.

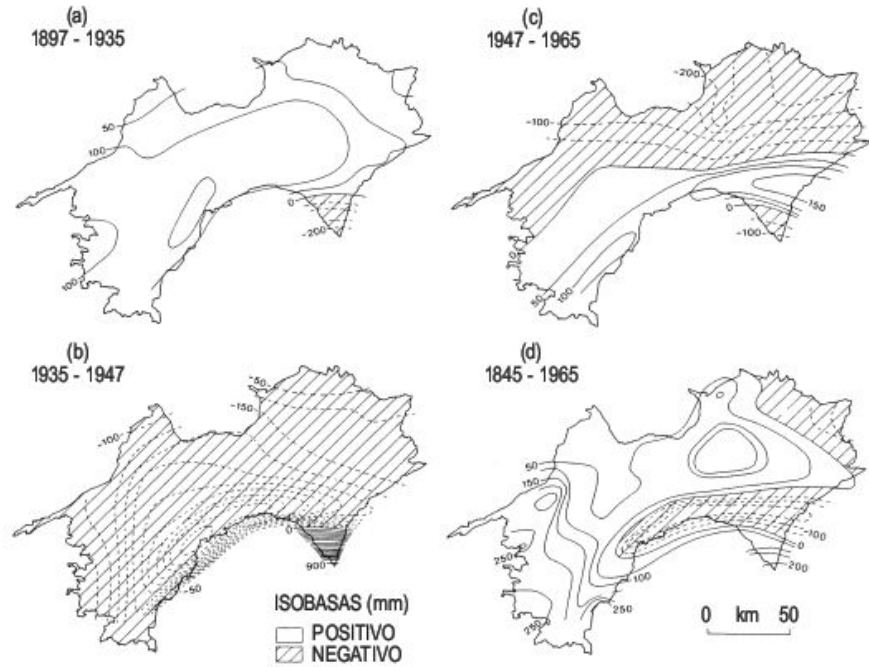
Las aplicaciones tectónicas a partir de la geodesia se subdividen en métodos de campo próximo y lejano. Las **técnicas de campo próximo** estudian las deformaciones a escala de metros a unas pocas decenas de kilómetros, mientras que los **métodos de campo lejano** estudian las deformaciones regionales y globales (Burbank y Anderson, 2001). (Por ejemplo, un levantamiento geodésico entre Londres y Nueva York podría detectar la velocidad de extensión del Océano Atlántico.)

Las clásicas **redes de triangulación** se basan en la configuración de un sistema triangular situado a lo largo de una falla o de una región determinada. Los puntos están separados varios kilómetros, aunque pueden tener una distancia de 50 km entre ellos (Fig. 3.12) (Jordan y Minster, 1988). Las medidas repetidas de las orientaciones y longitudes entre las estaciones dan como resultado la obtención de pequeños movimientos en una falla. La triangulación se utiliza fundamentalmente para obtener la velocidad de desplazamientos horizontales, mientras que con la **nivelación de precisión** se pueden obtener pequeños valores de desplazamiento vertical (Fig. 3.13) (Yoshikawa, 1970).



**FIGURA 3.12** Red geodésica para el estudio de la deformación, al oeste de la falla de San Andrés, localizada a través de las California Coast Ranges y Continental Borderland. Debido a que el movimiento entre las placas pacífica y norteamericana no se limita a la falla de San Andrés, sino que está distribuida en numerosas fallas, esta densa red se diseñó para determinar exactamente dónde tiene lugar el movimiento (Jordan y Minster, 1988).

También, dentro de las técnicas de campo próximo, se pueden medir desplazamientos horizontales a lo largo de fallas en dirección utilizando la técnica de **grupos de alineaciones**. Este método consiste en clavar en el suelo líneas de agujas perpendiculares a la dirección



**FIGURA 3.13** Movimientos verticales de Shikoku (Japón) durante tres periodos de tiempo (a-c) y para el total del periodo d (1845-1965). Los valores están parcialmente basados sobre una nivelación precisa que viene indicada por isobasas de 50 mm. Se pueden observar los cambios de tendencia positivos y negativos en los movimientos verticales. El efecto del terremoto de 1946 se manifiesta claramente (Yoshikawa, 1970).



de la falla y espaciadas normalmente menos de 100 m. Como se conoce la posición de las agujas es fácil obtener desplazamientos posteriores. Esta técnica permite conocer segmentos asísmicos.

El estudio del nivel del mar mediante **mareógrafos** (de los que existen 517 estaciones en todo el mundo, Emery y Aubrey, 1991), puede proporcionar cambios de altura. A escala de decenas de años, el volumen de los océanos es función de la fusión de los glaciares y de la expansión y contracción de la columna de agua, que en la actualidad parece incrementarse aproximadamente en 1,0 mm/año (Mörner, 2004). Además se reconocen efectos resultantes de las modificaciones en la salinidad, temperatura del océano, presión atmosférica y corrientes oceánicas. Debido a estos factores existe una marcada variación del nivel del mar. En cada lugar hay que llevar a cabo una corrección oceanográfica del registro del mareógrafo. Los datos resultantes se interpretan como cambios relativos de nivel del mar debidos a movimientos verticales del terreno. Se observa un incremento de la deformación postsísmica que puede tener una duración de varios años después del terremoto principal. En cualquier caso, resulta difícil predecir los efectos del cambio eustático global (Pirazzoli, 2005). Como el registro de mareas es continuo se puede utilizar para estudiar la naturaleza de la deformación entre eventos sísmicos, aunque el sistema de elevación y subsistencia puede interpretarse de varias formas.

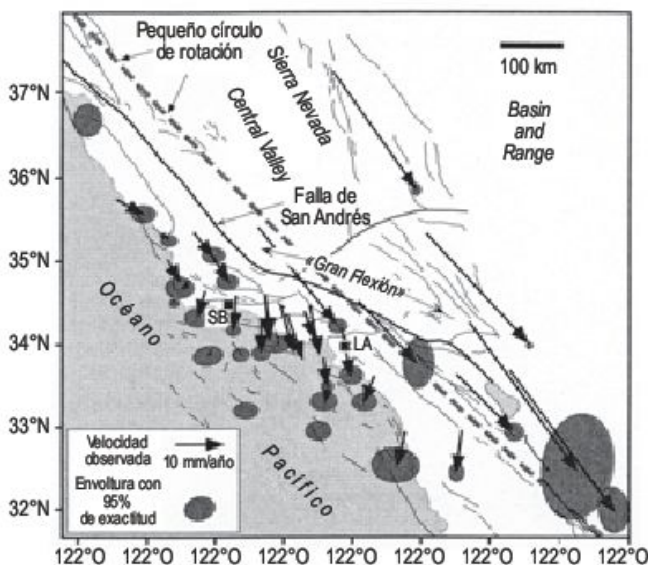
### 3.4.6 Otras técnicas

Para medir el movimiento de las placas litosféricas se requieren técnicas de mayor alcance, sobre distancias de cientos o miles de kilómetros. El **VLBI (Very Long Baseline Interferometry)** es una técnica desarrollada en la década de 1960, que ha evolucionado hacia el estudio de la tectónica en tiempo real (Ryan y Ma, 1998). Mide puntos de la superficie terrestre con una aproximación de menos de 1 cm, observando los quasars, que son las partículas más energéticas y distantes del universo. Alrededor del mundo los radiotelescopios pueden rastrear las posiciones de quasars conocidos y controlar las señales que emiten. Para esta técnica se utilizan dos radiotelescopios situados en dos placas litosféricas contiguas. Las estaciones VLBI suministran datos sobre la forma y las velocidades de deformación de la superficie terrestre a partir de la geometría y tiempos de retardo de los rayos de luz emitidos por estos objetos extragalácticos hace miles de millones de años (Molnar y Gibson, 1994).

El descubrimiento reciente más prometedor es el **Sistema de Posicionamiento Global** (Global Positioning System, GPS). Esta técnica utiliza los 24 satélites de la constelación GPS que circundan la Tierra a una altura de 20.000 km y emiten señales que se reciben en la superficie para obtener una localización lo más precisa posible en función del tiempo (Leick, 1990). Esta técnica permi-

te calcular la situación de un punto en una superficie menor a 1 cm. Los receptores son portátiles y los más compactos miden unos 25 cm. La reducción del precio ha supuesto su utilización para los más diversos usos científicos, comerciales y domésticos. Las medidas con GPS llevadas a cabo en el sur de California han ayudado a mejorar los análisis de la deformación obtenida por los geólogos a lo largo de este límite de placa, mejorando los datos de VLBI (Fig. 3.14) (Feigl *et al.*, 1993). En la actualidad se ha incrementado considerablemente el número de estaciones permanentes de GPS, así como en otras regiones del mundo tectónicamente activas.

Otra nueva técnica geodésica para medir los desplazamientos del terreno en grandes áreas es la denominada **interferometría de radar**. Se utiliza el **synthetic aperture radar** (SAR), que transportan los satélites a 785 km de altura, las señales de radar se transmiten en trayectorias al oeste, que forman un ángulo de 23° con la vertical. Con la señal de retorno se calcula la distancia del satélite al terreno, la cual se registra. La representación resultante del desplazamiento del terreno se denomina un interferograma SAR. La gran virtud de este método no es su resolución, que es menor que el GPS, sino el gran espacio que abarca. Una imagen SAR comprende una superficie de 60 km por 60 km, más de 300.000 *pixels* que miden 100 por 100 m (Massonnet *et al.*, 1994).



**FIGURA 3.14** Velocidades de deformación en el sur de California. Los mayores vectores de desplazamiento al este de la falla de San Andrés son paralelos a la falla. Al oeste de las fallas de Santa Bárbara (SB) y Los Ángeles (LA) tienen lugar importantes desplazamientos que están 30-90° alejados del rumbo de la falla de San Andrés y se acomodan a pliegues y fallas inversas. Esta variación de direcciones también indica la rotación diferencial de bloques corticales en esta región. Todo ello indica que el límite de placa no se concentra a lo largo de la falla de San Andrés, sino que está representado por una zona difusa de deformación de varios cientos de kilómetros de anchura (Feigl *et al.*, 1993).



En conclusión, se puede señalar que las técnicas de medida durante las dos últimas décadas han proporcionado una nueva era a la geodesia de alta precisión. En la actualidad es posible detectar pequeñas diferencias en las velocidades entre bloques corticales próximos e incluso dentro de bloques individuales y se define mucho mejor,

mediante observaciones de GPS y VLBI, el movimiento relativo de las placas litosféricas. Las redes de GPS proporcionan registros de deformación sísmica en tiempo casi real y la interferometría de radar suministra una visión detallada de la deformación cosísmica e intersísmica a escala regional (Burbank y Anderson, 2001).

## 3.5 Deformación de las formas del relieve

Es totalmente necesario, para comprender la Tectónica activa de una región, tener un conocimiento lo más preciso posible de las distintas morfologías erosivas y acumulativas que se desarrollan en esa región. La Geomorfología proporciona los primeros datos de la presencia de deformaciones recientes. Es difícil concebir un adecuado estudio paleosismológico sin utilizar los principios y fundamentos geomorfológicos.

### 3.5.1 Índices geomorfológicos de actividad Tectónica

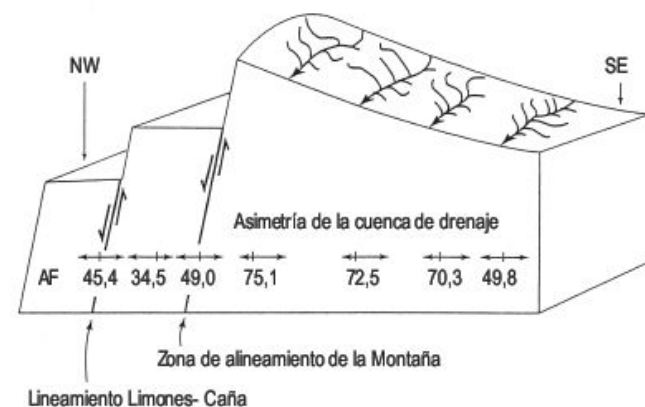
Las medidas cuantitativas permiten a los geomorfólogos comparar objetivamente las diferentes formas del relieve y calcular diversos parámetros (**índices geomorfológicos**), que pueden ser útiles para identificar en nuestro caso su nivel de actividad Tectónica. Estos índices son útiles para un estudio rápido de grandes áreas, en los que los datos se obtienen de mapas topográficos, fotografías aéreas y modelos digitales del terreno (Keller y Pinter, 1996). Con estos índices se pueden obtener **clases de actividad Tectónica** (Bull, 1978; Silva *et al.*, 2003).

Uno de los índices que se utilizan es el de la **asimetría de la cuenca de drenaje** que permite describir la geometría de la red tanto cualitativamente como cuantitativamente. Cuando la red se desarrolla en una región con una deformación Tectónica activa la red tiene una configuración y geometría diferentes. Se ha utilizado para detectar basculamientos de grandes cuencas de drenaje (Fig. 3.15) (Hare y Gardner, 1985). El **Factor de Asimetría (FA)** se define como:

$$FA = 100(A_r/A_t)$$

En el que  $A_r$  es el área de la cuenca a la derecha del tronco principal (mirando río hacia abajo) y  $A_t$  es el área total de la cuenca de drenaje. El valor de 50 indica estabilidad y las desviaciones al mismo sugieren basculamiento. Otro índice propuesto para obtener la asimetría de la cuenca es el **Factor de Simetría Topográfica Transversa (T)** (Cox, 1994).

$$T = D_a/D_d$$



**FIGURA 3.15** Factores de asimetría para la Península Nicoya. Indican un basculamiento al suroeste de la Alineación de la Montaña (Hare y Gardner, 1985).

Siendo  $D_a$  la distancia desde la línea media de la cuenca de drenaje a la línea media del cinturón de meandros activos y  $D_d$  la distancia desde la línea media de la cuenca a la divisoria de la cuenca. Para una cuenca simétrica  $T = 0$  y aumenta su asimetría cuanto más cerca esté de 1. Los valores de  $T$  se calculan para diferentes valles. El método FA describe rápidamente el basculamiento.

El **Índice del Gradiente del Thalweg (SL)** fue propuesto por Hack (1973) y se define como:

$$SL = (H/L)L$$

En la que  $H/L$  es la pendiente del canal o gradiente del tramo fluvial y  $L$  es la longitud del canal desde el lugar de medida al punto más alto del canal. El índice  $SL$  se correlaciona con la energía del flujo del agua y es sensible a los cambios de gradiente y, por consiguiente, permite valorar sus relaciones con la actividad Tectónica, así como cambios netos en el perfil longitudinal del curso fluvial, aunque estos últimos se pueden deber a marcados contrastes litológicos. Valores elevados del índice indican perfiles longitudinales con pendientes muy elevadas que, a su vez, pueden señalar una inadaptación al perfil equilibrio, posiblemente debida a una Tectónica activa.



El **Índice de Sinuosidad del Frente Montañoso** (Bull, 1977a, 1978) tiene la siguiente expresión matemática

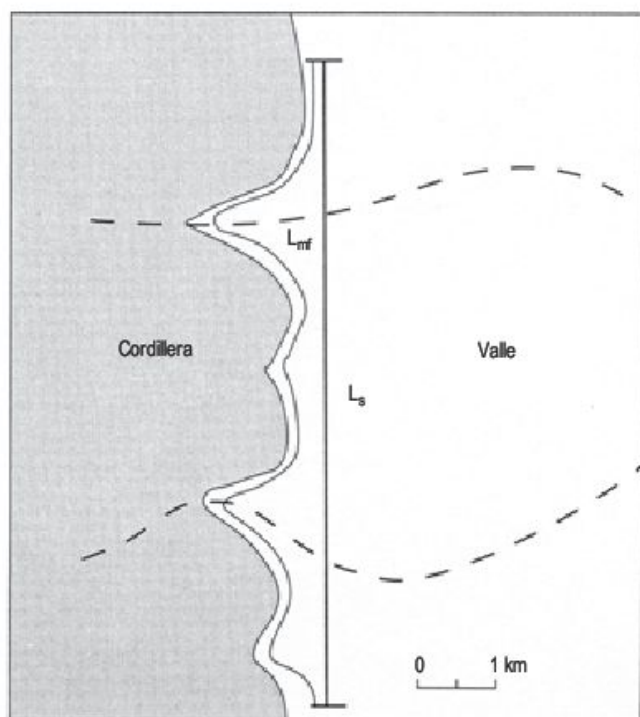
$$S_{mf} = L_{mf}/L_s$$

En la que  $L_{mf}$  es la longitud del frente montañoso a lo largo del pie de la montaña, en el que se observa una ruptura en la pendiente, y  $L_s$  es la longitud del frente medida en línea recta (Fig. 3.16). De este modo, se comparan los frentes asociados a actividad Tectónica y levantamiento reciente, que son relativamente rectos con valores bajos de  $S_{mf}$ . Si el levantamiento disminuye o cesa, los procesos de erosión fluvial producen un frente montañoso sinuoso con valores muy superiores a uno de  $S_{mf}$ . Para calcular este parámetro conviene utilizar mapas topográficos y fotografías aéreas detalladas (Bull y McFadden, 1977).

Otro índice geomorfológico de actividad Tectónica propuesto por Bull (1977a, 1978) es el de la **Relación Anchura/Altura de Valle** que viene expresado por:

$$V_f = 2V_{fw}/[(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$$

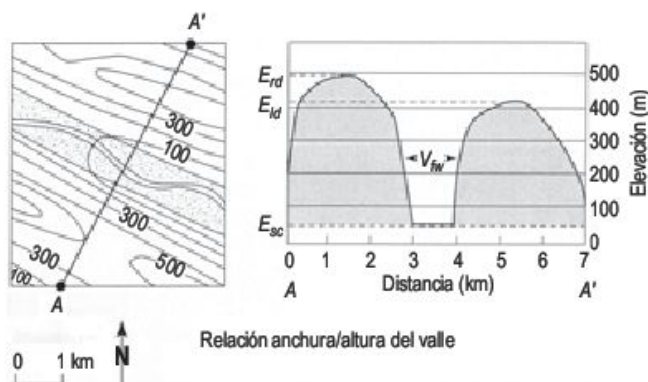
donde  $V_f$  es la Relación Anchura/Altura del Valle,  $V_{fw}$  es la anchura del fondo del valle,  $E_{ld}$  y  $E_{rd}$  son las alturas a las que se encuentran las divisorias de aguas en sus márgenes izquierdo y derecho, respectivamente, y  $E_{sc}$  es la altura del fondo del valle (Fig. 3.17). El cálculo de estos



Sinuosidad del frente montañoso

$$= S_{mf} \frac{L_{mf}}{L_s} = \frac{10,5 \text{ km}}{8,5 \text{ km}} = 1,2$$

**FIGURA 3.16** Esquema en el que se indican los parámetros utilizados en el cálculo del Índice de Sinuosidad del Frente Montañoso (Keller y Pinter, 1996).



**FIGURA 3.17** Diagrama idealizado que ilustra la relación anchura/altura de valle. La izquierda y derecha se obtiene mirando río abajo (Keller y Pinter, 1996).

parámetros debe realizarse a cierta distancia del frente montañoso para cada uno de los valles. Los valores bajos de  $V_f$  indican valles profundos con cursos fluviales que inciden activamente y, por lo general, van asociados con levantamiento.

Cada uno de estos índices señalados proporciona una clasificación relativa de la actividad Tectónica, que es útil en los trabajos de reconocimiento. Cuando se aplica más de un índice a un área determinada, los resultados son mucho más relevantes. Además, es posible desarrollar un **sistema de clases de actividad tectónica relativa**, como los desarrollados por Bull (1977a, 1978) para el suroeste de Estados Unidos o Silva *et al.* (2003) para el sureste de la Península Ibérica. Normalmente, es útil clasificar las áreas en muy activas, moderadamente activas e inactivas. Esta diferenciación es una buena herramienta para delimitar zonas en los futuros estudios de campo.

Con los índices  $S_{mf}$  y  $V_f$  podemos asignar a los distintos frentes montañosos una de las clases de actividad Tectónica relativa definidas por Bull (1977a, 1978) Bull y McFadden (1977), Rockwell *et al.* (1984) y Silva *et al.* (2003). Estos autores diferencian cinco clases de frentes montañosos con distintos grado de actividad Tectónica, cuyas características principales y tasas relativas de elevación asociadas son las siguientes:

Los frentes montañosos más activos (**clase 1**) tienen valores bajos de  $S_{mf}$  entre 1,0 y 1,6. Valores medios de  $V_f$  menores de 1. Están asociados a tasas de elevación Tectónica comprendidas entre 5 y 1 m/Ka. La **clase 2** se caracteriza por una Tectónica moderada, con valores del índice  $S_{mf}$  comprendidos entre 1,4 y 3,0 y los de  $V_f$  están próximos a 1. Se asocian a tasas de elevación entre 1,0 y 0,5 m/Ka. La **clase 3** presenta una Tectónica débil, con valores de  $S_{mf}$  entre 1,8 y 5,0 y valores medios de  $V_f$  mayores de 1. Las **clases 4 y 5** tienen frentes montañosos tectónicamente inactivos y/o controlados por la erosión fluvial. Los valores de  $S_{mf}$  son mayores de 3,0 y los medios de  $V_f$  están entorno a 2. Los valores de levantamiento son insignificantes y generalmente inferiores a 0,005 m/Ka.



Esta clasificación ha sido realizada a partir del estudio de los frentes montañosos del suroeste de Estados Unidos. Como era de esperar, la geodinámica de las Cordilleras Béticas es diferente y sus valores de elevación son menores que los de Estados Unidos. Todo ello ha conducido a establecer una clasificación para los frentes montañosos de las Béticas orientales, concretamente en la Depresión Tectónica del Guadalentín (Silva *et al.*, 1992c) realizando cartografías geomorfológicas detalladas (Fig. 3.18), obteniendo los índices  $S_{mf}$  y  $V_f$  y las clases de actividad Tectónica para 16 frentes montañosos (Silva, 1994; Silva *et al.*, 2003) (Tabla 3.2). La mayoría de éstos presentan valores de  $V_f < 1$  y  $S_{mf} < 2$  muy bajos, que encajan con la clase 1 de Bull (1978), pero no se observan superposición de abanicos aluviales en la zona proximal. La sedimentación activa está migrando hacia zonas distales, lo cual parece incluir estos frentes montañosos a las clases 2 o 3 (Silva y Harvey, 1991; Silva *et al.*, 1992a y b; Silva *et al.*, 1993; Silva, 1994; Silva *et al.*, 2003).

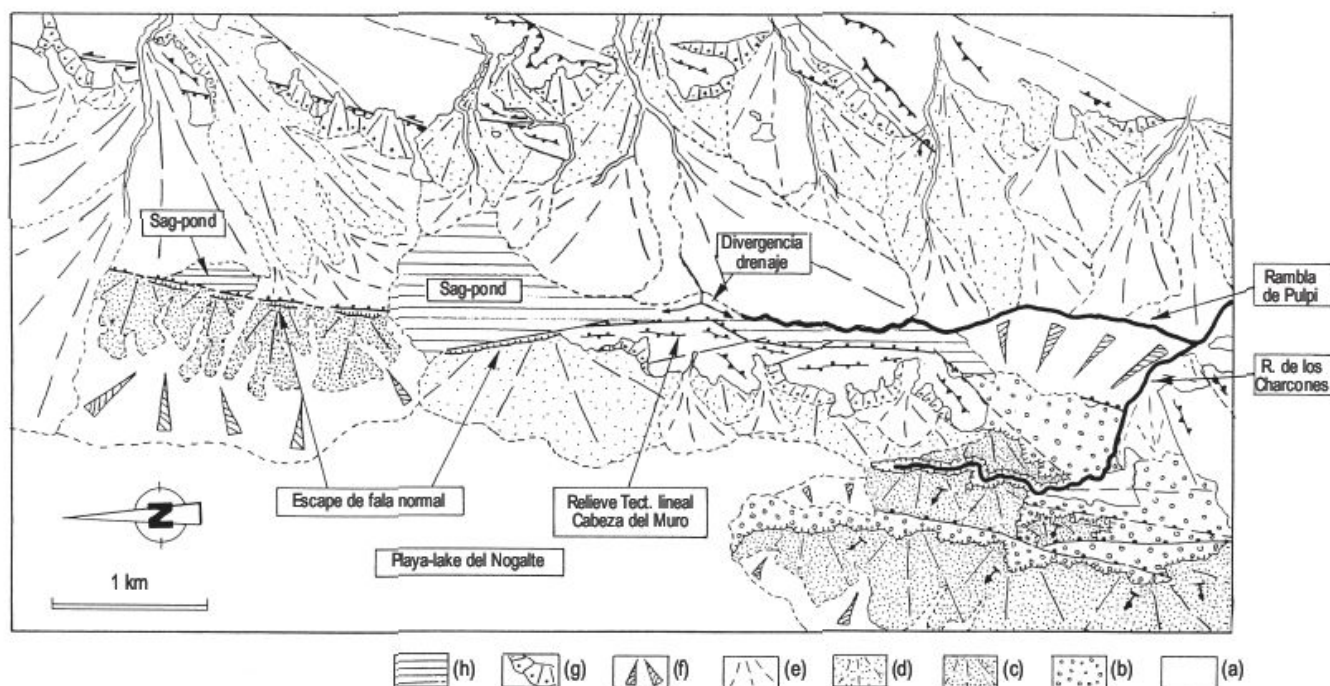
### 3.5.2 El sistema fluvial y la Geomorfología Tectónica

Este apartado trata de los efectos de la Tectónica sobre los ríos aluviales y sus depósitos, que constituyen una de las formas de mayor susceptibilidad al cambio (Schumm, 1977). Los efectos de la Tectónica se pueden reconocer fá-

cilmente en rocas consolidadas, en las que la red de drenaje se encaja en función de la resistencia variable de las rocas. Los ejemplos más simples los encontramos en los diferentes tipos de redes de drenaje, como por ejemplo, redes rectangular y en espaldera (Schumm *et al.*, 2000).

Las formas de los ríos y sus procesos se describen por varios parámetros y el balance entre ellos en un sistema fluvial nos indica que los ríos son muy sensibles a cualquier tipo de cambio (Keller y Pinter, 1996). Son muy patentes los cambios climáticos que han tenido lugar durante el Cuaternario y su incidencia sobre el modelado (Bull, 1991; Gutiérrez, 2005). La actividad antrópica ha afectado considerablemente a los procesos de agradación y degradación fluviales (Goudie, 2006; Wilkinson, 2005). Además con el incremento de los conocimientos en Geomorfología Tectónica, se puede analizar el papel de la Tectónica activa en los procesos y formas del sistema fluvial (Adams, 1980; Ouchi, 1985).

Los sistemas de drenaje se adaptan a los cambios de la pendiente superficial y, por lo tanto, tienen un valioso registro informativo en relación con la evolución de las fallas y pliegues (Ollier, 1981). Los cambios producidos por los terremotos en los sistemas fluviales, pueden tener lugar como resultado directo de la deformación cosísmica y llegan a ser una amenaza para las localidades de las riberas de los ríos. La lenta deformación del fondo del valle puede afectar a la estabilidad del canal, con riesgos para



**FIGURA 3.18** Esquema morfotectónico de la zona de falla de Palomares entre la Rambla del Aljibe y la Cuesta de la Escarihuela (en zona de conexión con el Corredor de Pulpi). Se indican las formas tectónicas y anomalías geomorfológicas más importantes. (a) Sustrato bético; (b) Conglomerados plio-pleistocenos; (c) 1.ª fase deposicional; (d) 2.ª fase deposicional; (e) y (f) 3.ª fase deposicional, orlas tipo glacis (f); (g) Depósitos de piedemonte (Pleistoceno superior-Holoceno); (h) zonas endorreicas (playa-lakes y sag-ponds) (Silva, 1994).



**TABLA 3.2** Principales características geomorfológicas y estructurales de clases de actividad de los frentes montañosos (Silva *et al.*, 2003).

Clase tectónica	Principales rasgos morfométricos, geomorfológicos y comportamiento sísmico	Tasas asociadas de levantamiento
Clase 1: Tectónica activa	<ol style="list-style-type: none"> <li>(1) Frentes montañosos lineales: <math>S_{mf} &lt; 1,5</math>.</li> <li>(2) Rambla en V (<math>V_f &lt; 0,6</math>) caracterizadas por incisión activa.</li> <li>(3) Cuerpos de abanicos de <i>overlap</i> a <i>onlap</i>, que evolucionan por agradación distal.</li> <li>(4) Sistemas de abanicos de gran pendiente y de tamaño reducido en áreas de piedemonte.</li> <li>(5) Canales de abanicos e interabanicos desconectados de los sistemas fluviales axiales.</li> <li>(6) Conjunto de formas tectónicas bien desarrolladas y conservadas, tales como lomas de presión, bancales, drenaje desplazado (fallas en dirección) y facetas triangulares (fallas normales).</li> <li>(7) Rupturas superficiales aisladas (<math>&lt; 2</math> km de longitud) con deslizamientos verticales asociados <math>&lt; 1,4</math> m.</li> <li>(8) Evidencia de múltiples eventos paleosísmicos, con intervalos de recurrencia teóricos mínimos de 1.750-2.600 años.</li> <li>(9) Fuertes eventos históricos raros y aislados (<math>&gt; VIII</math> MSK), pero los eventos VII-VI MSK son comunes con períodos de recurrencia de 100-250 años. Algunos de ellos, totalmente asísmicos durante los últimos 650 años.</li> <li>(10) Sismicidad instrumental por debajo de 4 mb, pero excepcionalmente se han alcanzado 5 mb.</li> </ol>	$\approx 0,08$ m/ka
Clase 2: Tectónica moderada	<ol style="list-style-type: none"> <li>(1) Frentes montañosos irregulares: valores de <math>S_{mf}</math> entre 1,8 y 2,30.</li> <li>(2) Ramblas en forma de U (<math>V_f: 0,3-0,80</math>) caracterizadas por agradación del fondo de valle.</li> <li>(3) Cuerpos de abanicos en <i>onlap</i>, que evolucionan por agradación distal muy limitada o encajamiento distal y desarrollo de incisión en cabecera.</li> <li>(4) Laderas suaves y áreas sedimentarias relativamente amplias, culminadas por caliches en zonas proximales.</li> <li>(5) Canales de abanicos parcialmente conectados con sistemas fluviales axiales, pero los canales interabanicos están totalmente conectados, generando la disección de los cuerpos de abanico.</li> <li>(6) Formas tectónicas degradadas y/o enterradas.</li> <li>(7) No se observan rupturas superficiales.</li> <li>(8) No existen datos disponibles sobre eventos paleosísmicos, pero pueden esperarse.</li> <li>(9) Raros eventos VII-VI MSK históricos, pero los eventos V MSK son comunes y distribuidos al azar a través del tiempo.</li> <li>(10) Sismicidad instrumental por debajo de 3,0 mb.</li> </ol>	0,07-0,03 m/ka
Clase 3: Inactiva	<ol style="list-style-type: none"> <li>(1) Frentes montañosos de alta sinuosidad (<math>S_{mf} \geq 2,8</math>) caracterizados por el desarrollo de áreas sinuosas y presencia de relieves aislados en la zona de piedemonte.</li> <li>(2) Amplios fondos de valle (<math>V_f \geq 0,08</math>) controlados principalmente por la dinámica fluvial típica y caracterizados por la presencia de ensanchamiento de los valles y el desarrollo de terrazas fluviales.</li> <li>(3) Cuerpos de abanicos disectados, que constituyen formas heredadas sometidas a retrabajamiento superficial y desarrollo de extensos caliches.</li> <li>(4) Extensas áreas de pedimento encostradas y muy disectadas.</li> <li>(5) Abanico antiguo y canales interabanico conectados con sistemas fluviales axiales e integrados en la red de drenaje regional.</li> <li>(6) Formas tectónicas muy degradadas y/o fosilizadas, normalmente aisladas.</li> <li>(7) No se observan superficies de ruptura.</li> <li>(8) Registro de raros eventos paleosísmicos, con intervalo de recurrencia de 25.000-50.000 años.</li> <li>(9) Eventos históricos excepcionales V-IV MSK, pero normalmente asísmicos.</li> <li>(10) Normalmente asísmicos, pero pueden registrarse raramente eventos aislados por debajo de 2,5 mb.</li> </ol>	$< 0,03$ m/ka

Las materias descritas se enumeran en el orden siguiente: (1) Índice  $S_{mf}$ . (2) Índice  $V_f$ . (3) Desarrollo de abanico aluvial. (4) Extensión y pendiente de las áreas de pedimento. (5) Características de los abanicos aluviales y su integración en la red de drenaje regional. (6) Presencia y conservación de formas tectónicas. (7) Presencia y registro de rupturas superficiales. (8) Datos paleosísmicos. (9) Datos de sismicidad histórica. (10) Datos de sismicidad instrumental.



las estructuras realizadas por el hombre (Schumm, 1986). Estos cambios graduales con una duración de miles de años son mucho más comunes que los relacionados con las deformaciones cosísmicas. Estos cambios sirven para delimitar áreas de deformación activa (Schumm, 1986).

Los grandes ríos que fluyen por las llanuras aluviales pueden sufrir **avulsión** como resultado de terremotos y movimientos de fallas. La avulsión supone el desbordamiento de un canal hacia otro. Un ejemplo clásico lo constituye el río Indo en Pakistán. En 1819 tuvo lugar un gran terremoto que produjo un levantamiento de 6 m de altura, 16 km de ancho y 80 km de largo. Bloqueó totalmente el margen oriental del río Indo y en 1828 se restableció el flujo en el canal (Holmes, 1968).

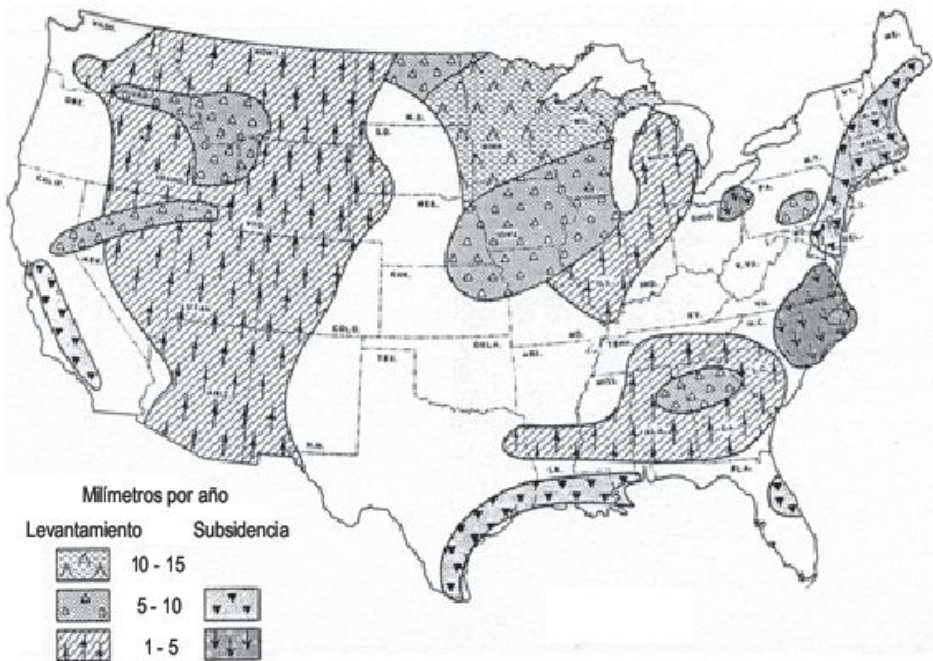
Un río tiende a alcanzar un **estado de equilibrio** (*graded stream*), que es una condición en la que cualquiera de los factores actuantes produce un desplazamiento del equilibrio en una dirección que tenderá a absorber el efecto del cambio y obtener un restablecimiento del equilibrio (MacKin, 1948; Leopold y Maddock, 1953). Todo ello indica que los efectos de la deformación, se propagan río arriba y río abajo. Los ríos que se han ajustado a la actividad Tectónica son muy numerosos (Melton, 1959).

Se hace preciso determinar las magnitudes de la deformación con el fin de saber si son suficientemente rápidas para que se produzca el ajuste reciente del canal (Schumm *et al.*, 2000). Otro tipo de deformación es asísmica y puede tratarse de progresivos levantamientos y subsidencias (Fig. 3.19) (United States Department of Commerce, 1972; en Schumm *et al.*, 2000), obtenidos para un determinado periodo de tiempo.

### 3.5.2.1 Levantamientos, subsidencia y terremotos en los sistemas fluviales

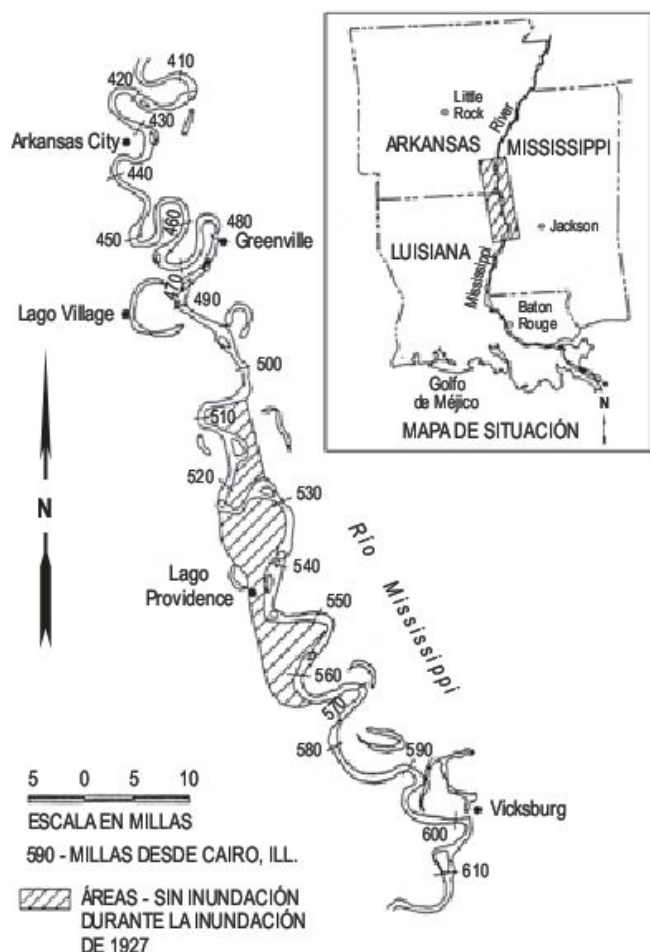
Se conocen numerosos casos, estudiados sobre todo en los Estados Unidos, en los que el sistema fluvial proporciona evidencias independientes en las que las medidas geodésicas son válidas y la deformación es real (Adams, 1980). La reconstrucción de los perfiles longitudinales de los ríos puede utilizarse como una expresión del levantamiento acumulado a lo largo del tiempo. Para ello pueden emplearse las terrazas erosivas y deposicionales. Los primeros indicios geomorfológicos de actividad tectónica pueden ser los modelados originados por una larga deformación continua, que modificó la red de drenaje y deformó el conjunto de terrazas. Estas características contrastan con los cambios más sutiles de los ríos (Schumm *et al.*, 2000). Como consecuencia de un basculamiento se pueden producir cambios en toda la red de drenaje. También el basculamiento continuo puede generar erosión lateral y el desarrollo de un valle asimétrico. Los grandes lagos pueden estar situados en cuencas sedimentarias y se aduce que su formación se debe, al menos en parte, a la actividad Tectónica. Los Lagos Titicaca y Uyuni, del Altiplano de Bolivia, se encuentran a unos 4.000 m y están asociados con convergencia de placas y levantamiento (Schumm *et al.*, 2000).

Los cursos fluviales de la Costa del Golfo en los Estados Unidos indican que los grandes ríos se ajustan más rápidamente a la deformación e incluso el levantamiento afecta a las inundaciones. Aguas arriba del levantamiento las inundaciones son mucho más frecuentes que aguas abajo del mismo (Fig. 3.20).



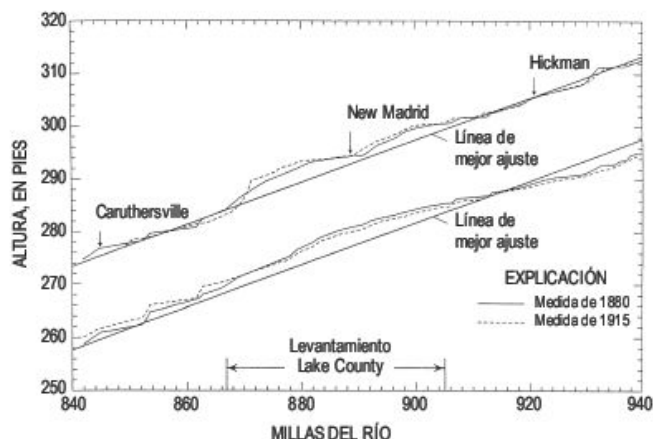
**FIGURA 3.19** Movimientos verticales obtenidos por nivelación precisa por National Geodetic Survey (United States Department of Commerce, 1972).





**FIGURA 3.20** Mapa del río Mississippi entre la ciudad de Arkansas y Vicksburg en el que se indica las áreas que no sufrieron la inundación de 1927 (Schumm *et al.*, 2000).

Los terremotos de New Madrid tuvieron efectos significativos en el río Mississippi, incluso después de 200 años sus efectos persisten. Los perfiles obtenidos del nivel máximo del canal (*bankfull*) en 1880 y 1915 señalan un levantamiento transversal (levantamiento Lake County), que se manifiesta por convexidades diferentes en los momentos de medida. Esta convexidad afecta a unas 40 millas (Russ, 1982) (Fig. 3.21). Los perfiles realizados en aguas bajas en 1880, 1976 y 1988 indican que de todos ellos el perfil más bajo es el de 1880, lo que indica que el río ha erosionado. La convexidad de New Madrid del perfil de 1880, no se encuentra en los perfiles de 1976 y 1988. La parte más abrupta de los perfiles de 1976 y 1988 se localizan aguas abajo de New Madrid. En ella, el perfil indica un descenso de 1,2 m en 3,2 km. Esto puede reflejar la exhumación de un escarpe de falla en el canal del río Mississippi. El descenso se localiza 8 km aguas arriba de una falla, donde se formó una cascada después del terremoto de 7 de febrero de 1812 (Russ, 1982).



**FIGURA 3.21** Perfiles del nivel máximo del canal (arriba) y etapas medias (abajo) del río Mississippi y localización del levantamiento Lake County (Russ, 1982, en Schumm *et al.*, 2000).

### 3.5.2.2 Deformaciones en depósitos coluviales y fluviales

En zonas tectónicamente activas el perfil de las laderas puede estar afectado por una falla, que se manifiesta por un escalón (Fig. 3.1). Este cambio de gradiente trae consigo un relleno coluvial del escalón, proceso que perdura hasta la eliminación del escarpe. El **modelo conceptual de cuña** se sirve del estudio de los depósitos coluviales para interpretar la historia de una falla (Wallace, 1977). Los investigadores japoneses (Okada *et al.*, 1989) denominan estructura D al conjunto de falla y coluvión por su parecido con la letra. Después de originada la falla los detritos comienzan a rellenar el escalón, adquiriendo una morfología de cuña (Fig. 3.22). En la fotografía en la parte superior de los depósitos de la cuña se encuentran fragmentos de cerámicas posteriores al Bronce medio y anteriores a la época Ibérica, cronológicamente deben de situarse entre el 1200 y el 500 a.C. De todo esto se deduce que ha tenido lugar una actividad Tectónica distensiva posterior al periodo comprendido entre 1200 y 500 años a.C. (Burillo *et al.*, 1985).

Si después de la actividad Tectónica sigue un periodo prolongado de estabilidad desaparece el escarpe de falla, la ladera alcanza un equilibrio, pudiéndose desarrollar un suelo sobre la misma (Gutiérrez *et al.*, 1983; Gutiérrez y Peña, 1994a) y, a su vez, el suelo puede desplazarse por una nueva etapa de actividad Tectónica. De nuevo, puede formarse una nueva cuña de depósito coluvial. La presencia de múltiples fallas indica una serie de cuñas coluviales, que se apilan en el bloque hundido de la falla. Estas cuñas, a veces separadas por un suelo, representan etapas de sedimentación que se desarrollan con posterioridad al movimiento de la falla (Fig. 3.23) (McCalpin, 1996b). Este modelo ha sido aplicado a decenas de fallas en el oeste de Estados Unidos para identificar hasta cuatro eventos de paleosismicidad (Forman *et al.*, 1991). Se ha propuesto un



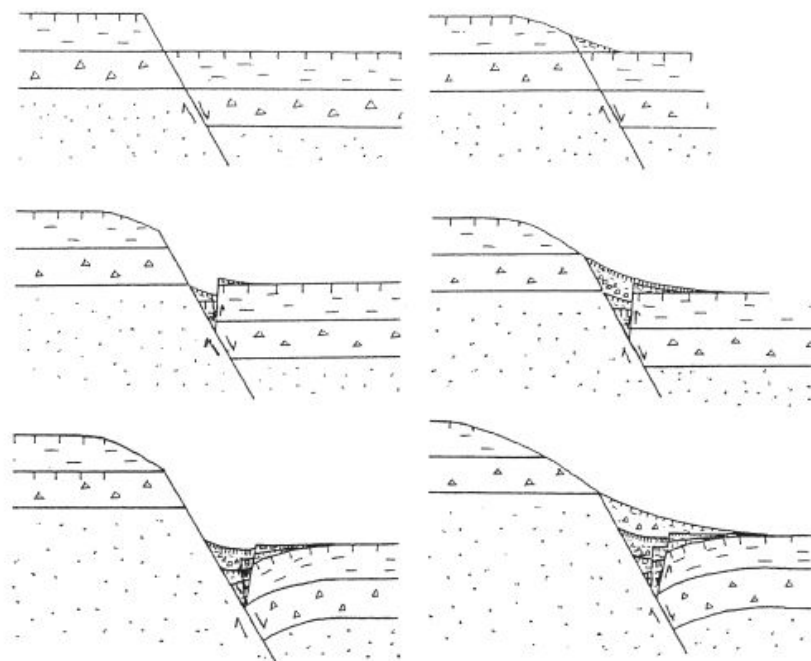


**FIGURA 3.22** Contacto falla-coluvión formando una cuña. Aguatón (provincia de Teruel). Cordillera Ibérica centrooriental.

**modelo de facies** para la sedimentación en la base de un escarpe de falla normal (Nelson, 1992). Se diferencia la **facies de detritos** constituida por clastos y fragmentos de suelo procedentes fundamentalmente de los procesos de meteorización de la ladera superior al plano de falla. Cuando se rellena el escarpe, en la ladera predominan *slope-wah* y procesos de *creep* y el coluvión depositado es de grano más fino, con mejor estratificación y clasificación y más rico en materia orgánica. Estos depósitos constituyen la **facies de lavado** (*wash facies*).

En las zonas de fallas normales se reconocen discordancias angulares, asociadas a un basculamiento debido a arrastres sobre el plano de la falla. En las zonas basculadas el buzamiento de los estratos puede incrementarse con el aumento de la edad y de la profundidad (McCalpin, 1996a).

En España, cerca del pueblo de Concul, en las proximidades de la ciudad de Teruel, se desarrolla la falla normal de Concul en la que se registra en los sedimentos cuaternarios aflorantes del bloque hundido varios eventos de desplazamiento cosísmico (Gutiérrez *et al.*, 2005) (Fig. 3.24).



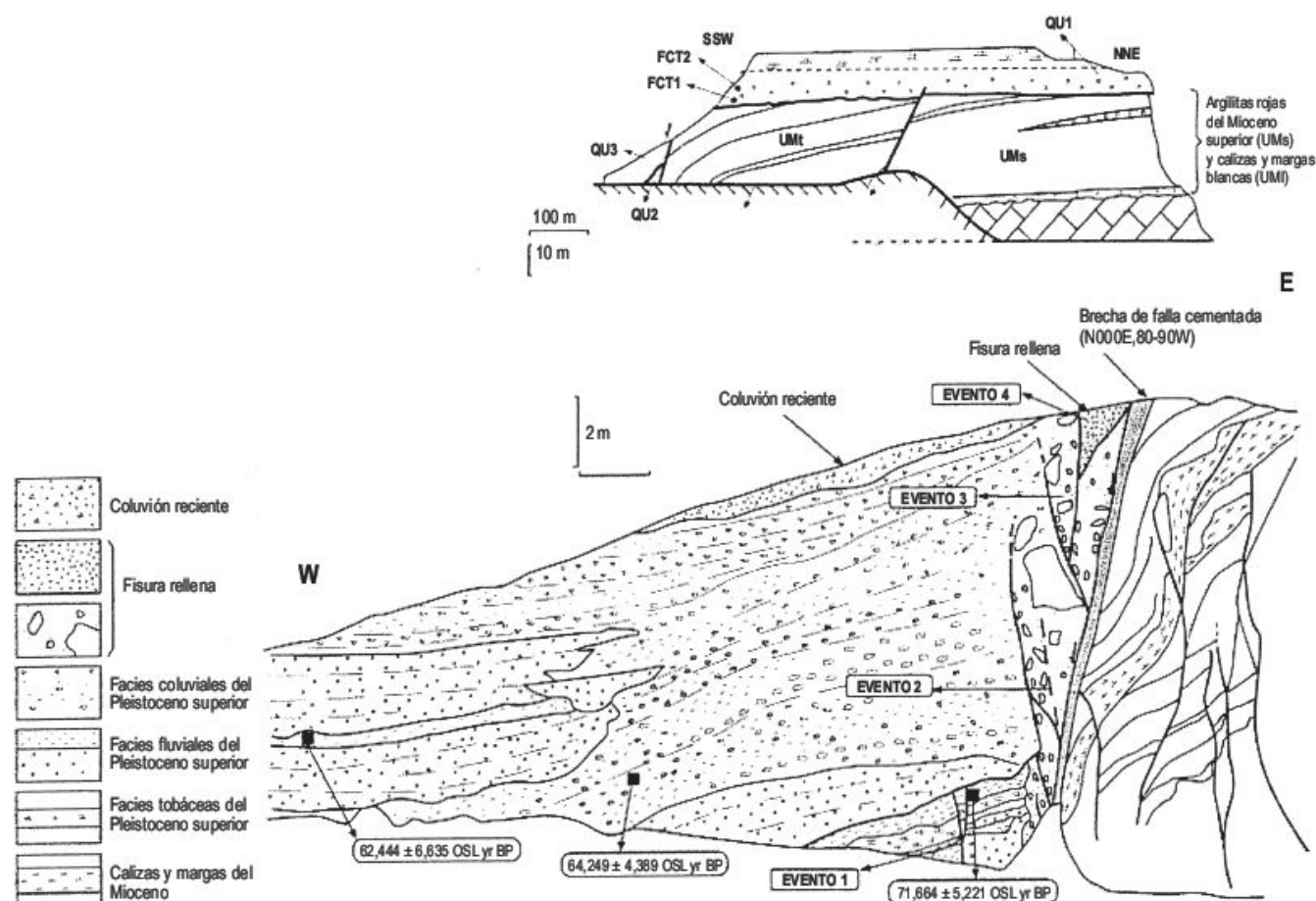
**FIGURA 3.23** Esquemas que indican cómo las cuñas coluviales pueden variar por sucesivos desplazamientos de falla. Las marcas verticales indican suelos (McCalpin, 1996b).

El evento más antiguo viene indicado por fallas que desplazan la unidad QU2, pero no a la unidad suprayacente QU3. La deformación cosísmica tuvo lugar entre 62 y 71,6 Ka. Varios eventos más recientes (eventos 2, 3 y 4) se requieren para formar los tres rellenos de fisuras que se extienden en la unidad QU3. Estos rellenos de fisuras están limitados por superficies bien definidas y muestran diferencias muy claras en la textura y color. Las dos más antiguas tienen grandes bloques procedentes de los depósitos de terrazas por desprendimiento de rocas (*rock falls*). Estos eventos deben ser posteriores a 62 Ka. Si han tenido lugar desde 71.7 Ka al menos cuatro grandes sucesos sísmicos, en intervalo de recurrencia de esta falla ha sido inferior a 18 Ka. Obviamente, la escasa información cronológica sobre la historia paleosísmica de la Falla de Concud no nos permite deducir la frecuencia precisa de los grandes terremotos. Suponiendo que la falla con rupturas sísmicas tiene una longitud de unos 23 km y utilizando las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994), se pueden esperar terremotos en esta estructura con magnitudes en torno a 6,6.

En el área oriental de la Fosa de Jiloca (Capote *et al.*, 1981; Gutiérrez *et al.*, 1983a y b; Gutiérrez *et al.*, 2005) (Fig. 3.25) se sitúan un conjunto de fallas, que indican una

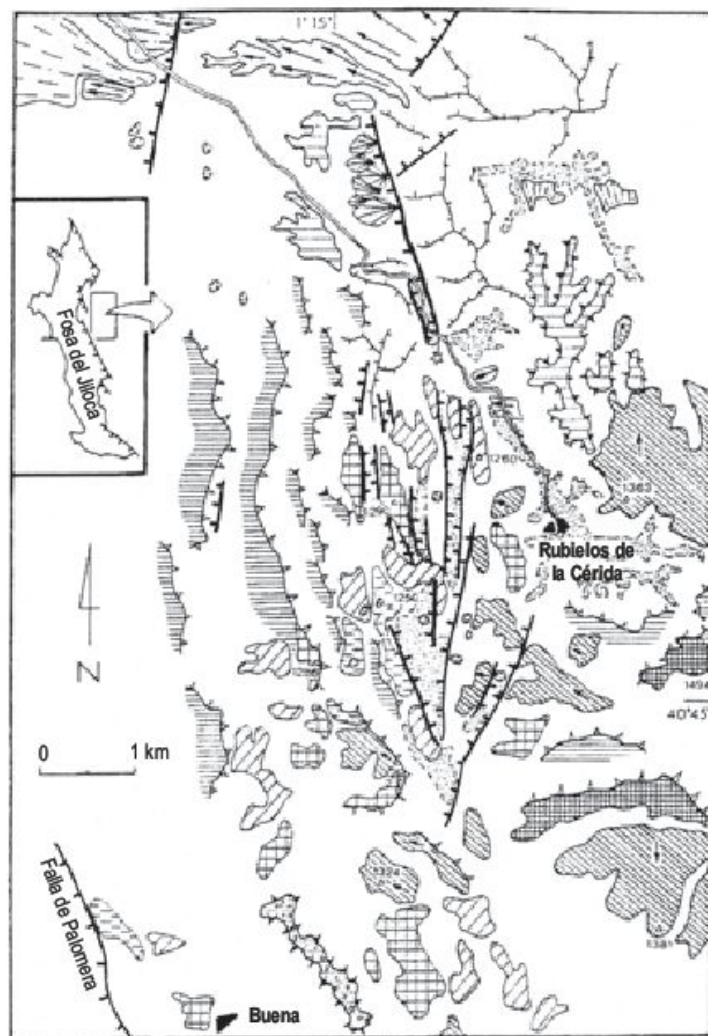
tectónica reciente. En la región de Rubielos de Cérda afloran formaciones carbonatadas que quedan compartimentadas por rellenos de valle de dirección N-S. Estas depresiones alargadas han sido interpretadas como valles tectónicos (Fig. 3.25) (Gutiérrez *et al.*, 1983a), generados por la actividad cuaternaria de un sistema dominante de fallas sintéticas normales y otro accesorio de antitéticas normales (Capote *et al.*, 1981), oblicuas a las fallas principales de dirección NW-SE (Falla Palomera, Fig. 3.26) que definen el margen oriental de la Semifosa de Jiloca. Estas fosas estrechas tienen menos de 4 km de largo y su anchura varía entre 100 y 800 m. Por lo general, el perfil de las laderas rocosas en el margen de los valles tectónicos muestra un pequeño escarpe en el contacto con los rellenos del valle, cuya altura no suele superar el metro.

En una cantera para áridos localizada unos 2 km al NW de Rubielos de Cérda y excavada en 1980 (Fig. 3.1), se observa un plano de falla con brechas de falla cementadas por carbonatos. En su superficie se reconocen espejos, estrías, acanaladuras con longitudes de onda relativamente anchas. La falla desplaza 50 cm el regosol calcáreo existente en la ladera de materiales jurásicos y sobre los coluviones. No es un escarpe fresco pero hay un cambio de

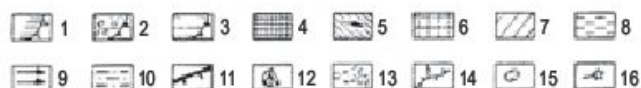


**FIGURA 3.24** Secciones transversales de la Falla de Concud en el área de la Estación de los Baños (Teruel) e interpretación paleosísmica de los sedimentos pleistocenos (Gutiérrez *et al.*, 2005).





**FIGURA 3.25** Mapa geomorfológico de los valles tectónicos de Rubielos de la Cérda, localizados en el margen noreste de la Semifosa del Jiloca. 1: frentes de cuesta en calizas mesozoicas. 2: mesas en conglomerados paleógenos. 3: mesas en arenas y gravas miocenas. 4: superficie de aplanamiento mioceno. 5: superficie fundamental de la Cordillera Ibérica, 6,7 y 8: superficies de corrosión superior, media e inferior. 9 y 10: niveles de glacis inferior y superior. 11: escarpe de falla. 12: abanico aluvial. 13: fondo de valle. 14: divisoria de aguas. 15: dolina (Gutiérrez *et al.* 2005).



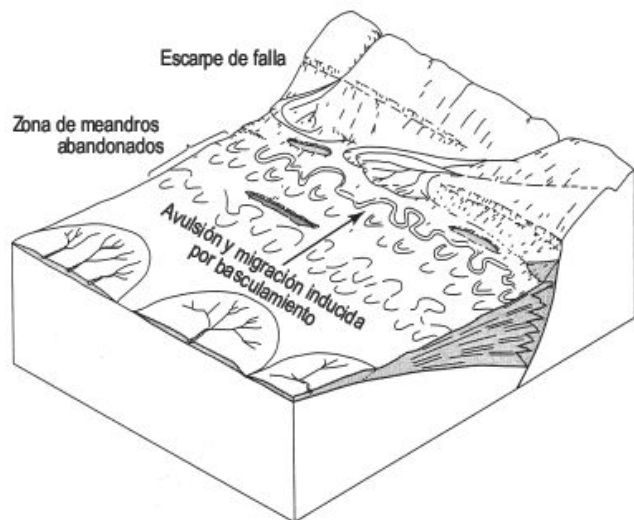
**FIGURA 3.26** Valle tectónico cuyos rellenos del Cuaternario superior están en contacto por fallas normales con las formaciones jurásicas. En la mayoría del trazado de falla se reconoce un escalón, que corresponde a saltos de falla inferiores al metro. Región de Rubielos de la Cérda (provincia de Teruel), margen noreste de la Semifosa del Jiloca. Cordillera Ibérica centrorienta.

pendiente de la ladera de  $22^\circ$  a  $30^\circ$  aproximadamente. La secuencia coluvial está cementada y su buzamiento es de  $10^\circ$ , prácticamente paralelo a la superficie topográfica. Este conjunto de materiales detríticos están estratificados y se interpretan como *sheetwash* derivado de la ladera jurásica. No se reconocen cuñas o discordancias indicadoras de episodios cosísmicos.

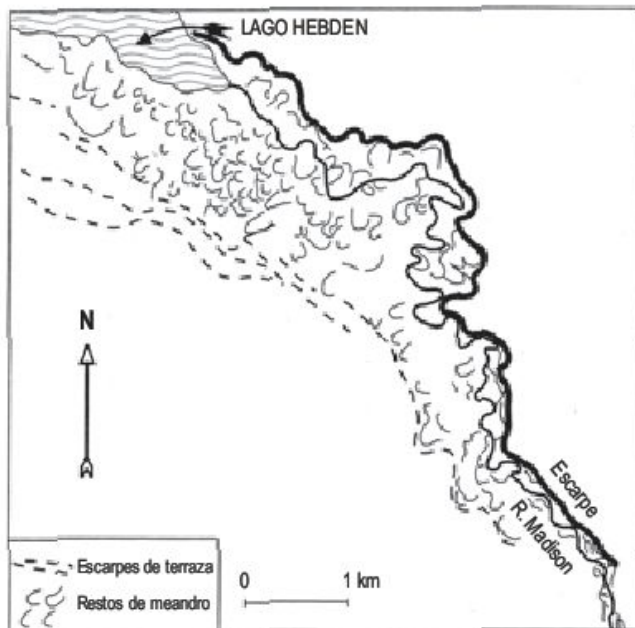
Se han recogido fragmentos de carbón vegetal, situados a 2,1 y 7,9 por debajo de la superficie. La edad de las muestras ha sido obtenida por  $^{14}\text{C}$ . La más reciente proporciona una edad de  $43.070 \pm 1.200$  BP y la más antigua  $>48.500$  BP, ya que supera el alcance del método (Gutiérrez *et al.*, 2005). Con la edad de la primera muestra se obtiene una velocidad de deslizamiento vertical entre 0,05 y 0,07 mm/año. Esta cifra sugiere un movimiento lento de la falla y con ella no se esperan terremotos de magnitudes mayores de 5,6 (Wells y Coppersmith, 1994; Anderson *et al.*, 1996; Villamayor y Berryman, 1999).

Hasta ahora se han analizado los movimientos en la vertical pero en un río son importantes los desplazamientos laterales del canal, que dan lugar a **valles asimétricos**. Esta asimetría puede estar relacionada con influencias tectónicas.

Los cursos fluviales en semifosas están afectados por un basculamiento activo y presentan un desplazamiento hacia la falla (Fig. 3.27) (Leeder y Gawthorpe, 1987). Leeder y Alexander (1987) señalan que en la llanura de inundación del Río Madison se observan restos de meandros en forma de media luna con concavidad hacia la posición actual del río (Fig. 3.28). La cantidad total de migración del río es de 1.600 m, a partir de 7.000 BP, según las dataciones realizadas, lo que indica un desplazamiento medio de 23 cm/año. Según estos autores, la deriva se debe a un basculamiento y este es conforme con la concavidad hacia el noreste de los meandros abandonados.



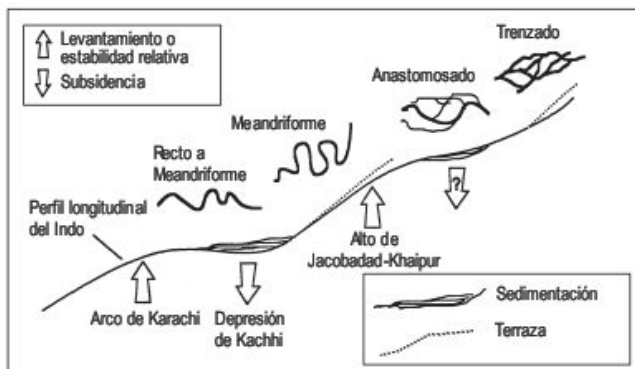
**FIGURA 3.27** Geomorfología de una semifosa. Se observa que el canal activo se ha desplazado por basculamiento hacia el escarpe de la falla activa (Leeder y Gawthorpe, 1987).



**FIGURA 3.28** Cinturón de meandros asimétricos y deriva lateral del Río Madison, al sur del Lago Hebden (modificada por Schumm *et al.*, (2000) de la figura de Leeder y Alexander, 1987).

El curso bajo del Río Indo en Pakistán presenta numerosos sistemas de canales y amplias llanuras aluviales sobre las que discurren antiguos cursos fluviales. Los ríos cambian desde trenzados (*braided*) a anastomosados o meandriformes cuando atraviesan diferentes estructuras aparentemente activas (Fig. 3.29). El río ha sufrido numerosas **avulsiones** a través de la llanura de inundación en tiempos recientes. Las zonas en las que la avulsión es más frecuente están próximas a los accidentes tectónicos más importantes (Jorgensen *et al.*, 1993).

Las **terrazas fluviales** son muy posiblemente las morfologías más utilizadas para detectar y medir la actividad Tectónica durante el Pleistoceno. Las terrazas son planas,

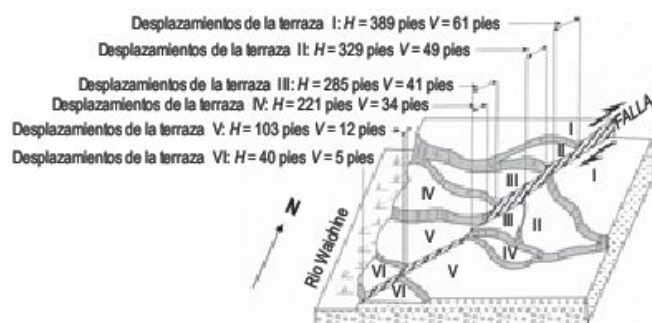


**FIGURA 3.29** Esquema que indica la relación del perfil del valle del Indo y el tipo de canales con la tectónica. Los cambios de pendiente están exagerados en la figura (Jorgensen *et al.*, 1993).

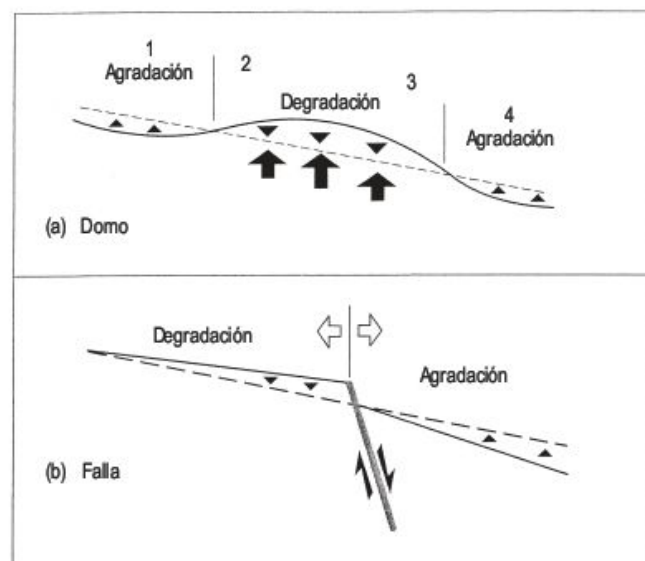


de tal modo que los escarpes de falla se preservan fácilmente. Si una falla corta a una terraza, la edad de la falla es posterior al depósito (Fig. 3.30); por el contrario, si una falla no corta a la terraza, ésta es posterior a la falla. Cuando se produce un abombamiento (Fig. 3.31) en las zonas deprimidas tiene lugar sedimentación, mientras en las zonas elevadas los ríos inciden. La sedimentación e incisión son procesos que tienden a alcanzar el perfil de equilibrio. La morfología de las terrazas deformadas indica el carácter de la deformación. Por este motivo, se han utilizado los perfiles longitudinales de las terrazas para detectar la deformación (Bullard y Lettis, 1993). También las terrazas lacustres deformadas indican actividad isostática y Tectónica. El ejemplo más básico es el de las deformaciones de las terrazas del Lago Bonneville, en Utah (Crittenden, 1963).

Los frentes montañosos de las zonas áridas y semiáridas se caracterizan por el desarrollo de **abanicos aluviales**. Si

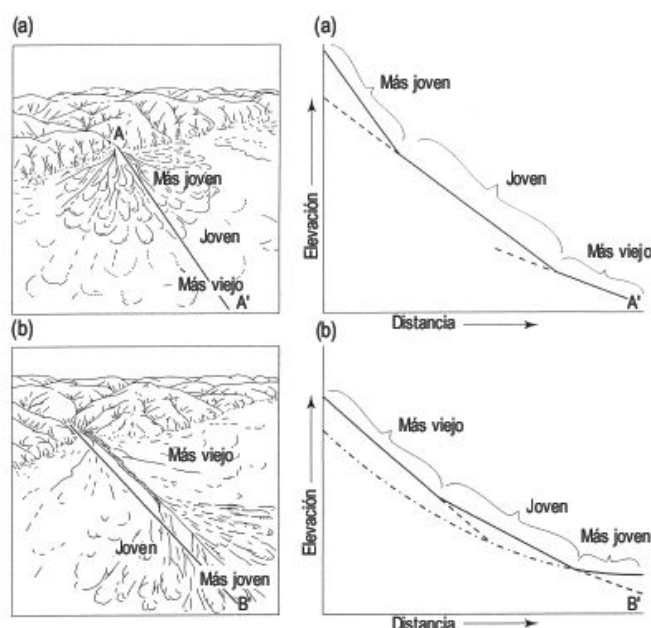


**FIGURA 3.30** Bloque diagrama de las terrazas fluviales desplazadas en la desembocadura de Waiohine Gorge, Nueva Zelanda: (I = terraza más antigua; VI = terraza más joven) (H = cantidad en pies de movimiento horizontal de la falla; V = cantidad en pies de movimiento vertical). La longitud de la falla en el diagrama es de 0,8 km (Stevens, 1974).



**FIGURA 3.31** Zonas de degradación y agradación asociadas con abombamiento y fallas (Schumm *et al.*, 2000).

la velocidad de levantamiento de un frente montañoso tiene valores relativamente altos de  $S_{mf}$  y  $V_p$ , indican velocidades de levantamiento relativamente bajas de la actividad del frente montañoso (Keller y Pinter, 1996). La situación es más compleja si se produce un basculamiento del abanico aluvial. Si el abanico bascula más allá de una pendiente umbral (*threshold*), entonces se produce un encajamiento en el mismo y se generará un nuevo segmento de abanico lejos del frente montañoso (Fig. 3.32). En el estudio de los abanicos aluviales del Valle de la Muerte se indica que el basculamiento produce abanicos segmentados (Hooke, 1972).



**FIGURA 3.32** Morfología de abanicos aluviales. (A) Los segmentos del abanico se sitúan próximos al frente montañoso y están asociados con un levantamiento activo. (B) Los segmentos más jóvenes se alejan del frente montañoso y están relacionados con erosión del bloque montañoso bastante más que con un levantamiento (Bull, 1977b).

### 3.5.2.3 Deformaciones en ambientes litorales y lacustres

Las formas del relieve litorales son útiles para estudiar las deformaciones tectónicas, debido a que el nivel del mar constituye un nivel de referencia y, con frecuencia, es posible determinar la edad de los modelados litorales (Keller y Pinter, 1996). A escala global, el nivel del mar ha permanecido aproximadamente constante desde hace unos 6.000 años, de modo que los desplazamientos pueden calcularse con respecto al nivel actual del mar.

A lo largo de las costas en emersión limitadas por **arrecifes coralinos**, el levantamiento del nivel del mar y los arrecifes son erosionados por la acción de las olas (Chappell, 1974). La forma de las plataformas resultantes depende de la geometría del arrecife, de su orientación respecto a las olas y del tiempo que transcurre entre los



sucesivos eventos de levantamiento. La magnitud del levantamiento durante sucesivos eventos sísmicos puede obtenerse fácilmente a partir de las alturas de los bancos (*benches*) y socavones (*notches*) (Figs. 3.33 y 3.34) con respecto a los rasgos análogos que se forman en la línea actual de marea alta. La presencia de corales que colonizan los bancos y socavones proporciona una forma rápida de datación (Burbank y Anderson, 2001).

Las costas de erosión presentan una **plataforma de abrasión**, amplia, de superficie plana y con un acantilado en el lado de tierra. Cuando la costa se levanta se genera una plataforma de abrasión colgada o **rasa** (Hernández-Pacheco, 1950). La superficie de la rasa puede tener sedi-

mentos detríticos y fósiles, con los que se pueden efectuar dataciones. Sucesivos impulsos de levantamiento originan una escalera de rasas, que alcanzan un gran desarrollo en la costa cantábrica española, Almería, la Península de Huon (Nueva Guinea) y en el sur del Perú (Fig. 3.4).

Es frecuente que las fallas corten una **terrazza marina**. En este caso, el movimiento de la falla es posterior a la edad de la terraza. Estas morfologías pueden correlacionarse a lo largo de grandes distancias. Las variaciones en la altura de la terraza indican modificaciones en la tasa de levantamiento. A lo largo de la costa atlántica de Estados Unidos un mismo nivel varía en altura desde menos de 50 m hasta unos 100 m, lo que refleja un rebote

**FIGURA 3.33** Playa levantada probablemente por la actividad sísmica del terremoto de 27 de marzo de 1964. Valdez Fjord (Alaska). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 3.34** Socavón (*notche*) levantado, debido posiblemente a la actividad del terremoto de 27 de marzo de 1964. Valdez Fjord (Alaska). Foto F. Gutiérrez.





postglacial que ha emigrado hacia el norte durante los últimos 18.000 años (Winker y Howard, 1977). En España, la distribución altimétrica de las terrazas marinas de los estadios isotópicos 5e y 5c a lo largo de la costa del Estrecho de Gibraltar, desde Cádiz hasta Málaga, revela un abombamiento simétrico de la línea de costa con un máximo de +19 m en Tarifa y mínimos de  $\pm 1$  en las zonas de Cádiz y Málaga (Zazo *et al.*, 1999b). Además, estos mismos niveles se encuentran diferencialmente elevados en la intersección de las fallas más importantes con la línea de costa, mostrando saltos de hasta 6 m e indicándonos su actividad durante los últimos aproximadamente 95.000 años.

Recientemente se ha realizado un estudio preliminar relacionado con la construcción del Túnel subacuático de Gibraltar, que une Europa y África (Silva *et al.*, 2006). Los criterios para evaluar la actividad de las fallas han sido la sismicidad, fallas superficiales, Geomorfología de

trazas de falla, identificación de fracturas paleosísmicas y evaluación de las velocidades de levantamiento en segmentos de la costa. El trabajo lleva a cabo una cartografía detallada (Fig. 3.35). Señalan que la falla en dirección (NE-SW) de Cabo de Gracia puede ser catalogada como activa durante al menos los últimos 128 Ka BP y es probable que haya producido eventos moderados con incidencia relevante en la antigua ciudad romana de Baelo Claudia (Fig. 3.11).

También para el estudio de la deformación se analizan la posición de las líneas de costa de los lagos, después de que han sufrido un rebote isostático, como en los lagos Bonneville (Crittenden, 1963) y Lahontan (Hanks y Wallace, 1985). En zonas de Tectónica activa, como el Mar Muerto, los depósitos holocenos de abanico-delta (*fan-delta*) aparecen fuertemente deformados (Fig. 3.36) (Galit *et al.*, 1995) y se reconocen sistemas de fallas sintéticas y antitéticas.



**FIGURA 3.35** Mapa piloto de las fallas activas del área de Bolonia. Los datos de elevación enmarcados indican la altura actual de los depósitos por encima del nivel del mar, que pertenecen a subetapas isotópicas del oxígeno: 5e (techo), 5c (medio) y 5a (muro) (Silva *et al.*, 2006).





**FIGURA 3.36** Rambla que incide en depósitos holocenos de un abanico-delta, deformados por un conjunto de fallas normales. Nahal Darga, Mar Muerto (Israel).

## 3.6 Riesgo sísmico

Los terremotos se localizan preferentemente a lo largo de los márgenes de las placas litosféricas (Fig. 2.4), tanto en zonas distensivas como en áreas convergentes, aunque en estas últimas es donde la energía liberada es mayor y, por consiguiente, los terremotos más catastróficos se localizan en las zonas de colisión intercontinental, como la región euroasiática, y en las áreas de convergencia de placas litosféricas continentales y oceánicas, tal como el cinturón circumpacífico.

La Fig. 3.37 precisa los factores que convergen en el **riesgo sísmico** (*seismic risk*) (Panizza, 1991; Castaldini y Panizza, 2005). La **peligrosidad sísmica** (*seismic hazard*) está asociada a las características del terremoto (magnitud, aceleración del terreno, hipocentro, mecanismo, etc.) y a las sismotectónicas (sismicidad, geología y Tectónica). La **susceptibilidad sísmica** se refiere a factores geológicos, morfológicos e hidrológicos. Las características geomorfológicas más importantes que pueden condicionar la susceptibilidad sísmica son el ángulo de la ladera, los detritos, formas, laderas degradadas, paleodeslizamientos y cavidades subterráneas. La **vulnerabilidad territorial** reúne el conjunto de la población, construcciones, infraestructura, actividad económica, organización social y programas eventuales de expansión de un determinado territorio (Panizza, 1988).

Un aspecto es el tamaño y frecuencia de los terremotos y de los temblores asociados (peligrosidad sísmica),



**FIGURA 3.37** Factores que convergen en la definición de riesgo sísmico (Panizza, 1991).

mientras que los muertos, daños a la propiedad causados por el terremoto, constituyen otro aspecto (riesgo sísmico). El producto de la peligrosidad sísmica por la vulnerabilidad constituye el riesgo sísmico, en el que éste no depende de las características del terremoto (peligrosidad) sino que también influye básicamente la vulnerabilidad de una comunidad y de sus bienes a los temblores de tierra, deslizamientos y tsunamis desencadenados por el sismo.

Los terremotos se diferencian por su **intensidad**, a través de la Escala de Mercalli, modificada por Wood y Neumann (1931) (Intensidad MME, Tabla 3.3). En Europa se utiliza desde 1964 la escala MSK (Medvedev, Sponheur



**TABLA 3.3** Escala de Mercalli de intensidad de los terremotos y equivalencias con la escala de Richter (Bryant, 1991).

Escala	Intensidad	Descripción del efecto	Aceleración máxima en mm/seg <sup>2</sup>	Equivalentes Escala Richter
I	Instrumental	Detectado solo en sismógrafos.	< 10	
II	Muy débil	Lo sienten algunas personas.	< 25	
III	Débil	Sentido por toda la gente; como el ruido de un gran camión.	< 50	< 4.2
IV	Moderado	Sentido por los caminantes; objetos caídos de estantes.	< 100	
V	Débilmente fuerte	Las personas se despiertan; suenan las campanas de la iglesia.	< 250	< 4.8
VI	Fuerte	Balanceos en los árboles; oscilan objetos colgados; objetos caen de los estantes.	< 500	< 5.4
VII	Muy fuerte	Alarma ligera; paredes se agrietan; cae el enyesado.	< 1.000	< 6.1
VIII	Destruyivo	Movimiento de coches incontrolable; caen chimeneas y fracturas en paredes; daños en edificios mal contruidos.	< 2.500	
IX	Ruinoso	Colapso de algunas casas; grietas en el terreno; canalizaciones subterráneas rotas.	< 5.000	< 6.9
X	Desastroso	Gran cantidad de grietas; muchos edificios destruidos; licuefacción y extensos deslizamientos.	< 7.500	< 7.3
XI	Muy desastroso	Colapso de la mayoría de edificios y puentes; carreteras, ferrocarriles, cañerías y cables destruidos; desencadenamiento general de otros riesgos.	< 9.800	< 8.1
XII	Catastrófico	Destrucción total; árboles caídos; suelo levantado y ondulado.	> 9.800	> 8.1

y Kamik, 1965), básicamente equivalente a la escala MME y más recientemente las denominadas European Macroseismic Scales (Escala EMS), que se revisan cada 6 años. La intensidad es una medida subjetiva de la fuerza de un terremoto. Diferencia doce clases basadas fundamentalmente en sus efectos a las personas y construcciones. La intensidad de un terremoto depende de la distancia al epicentro, aceleración, periodo, duración, amplitud de las ondas sísmicas, tipo de terreno, nivel freático, tipo y calidad de la construcción. Está basado en observaciones y entrevistas (Costa y Baker, 1981). La **magnitud** es una medida objetiva determinada experimentalmente y calculada a partir de la cantidad de energía liberada por un terremoto. La gradación más frecuente de una magnitud es la Escala de Richter (Tabla 3.4), inicialmente calibrada para el suroeste de Estados Unidos mediante un sismógrafo de torsión (Wood-Anderson), aunque desde mediados del siglo XX se generalizó y amplió a todas las regiones del planeta. Richter tuvo en cuenta la disminución de la amplitud con el aumento de la distancia al terremoto (Yeats *et al.*, 1997). La Escala de Richter tiene más de nueve órdenes de magnitud. La relación entre la magnitud e intensidad aparece reflejada en las tablas 3.3 y 3.5. Cada año tienen

lugar más de un millón de terremotos. El número de sismos de diferente magnitud que acaecen cada año constituye la **frecuencia** y está expresada en la Tabla 3.5. Los **terremotos grandes** alcanzan una magnitud de 8 o más, los **principales** se encuentran entre 7,0-7,9 y los **fuertes** están entre 6,0-6,9. El terremoto más grande que ha tenido lugar fue el del norte de Chile de 1960, con magnitud de 9,5, 5.700 muertos, destruyó 58.000 casas y dejó sin hogar a dos millones de personas (McGuire *et al.*, 2004). Chapron *et al.*, (2006), a partir de investigaciones en cuencas marinas, calculan que los movimientos cosísmicos del terremoto de Chile de 1960 produjeron en el norte de la Patagonia el desencadenamiento de  $187 \times 10^6 \text{ m}^3$  de sedimentos marinos.

Las fuerzas tectónicas deforman la Tierra elásticamente y se almacena la energía de deformación en los bloques corticales. Estas fuerzas se liberan al producirse un desplazamiento entre bloques a lo largo de una falla, creando o aumentando un desplazamiento. Esta teoría del **rebote elástico** es la más aceptada y la propuso el geólogo estadounidense Henry F. Reid en 1906, a raíz del terremoto de San Francisco. Los terremotos se producen cuando se sobrepasa la resistencia de las rocas y la fric-

**TABLA 3.4** Equivalentes de energía de terremotos comparados con la Escala Richter. *Fuente:* California Division of Mines and Geology (en Costa y Baker, 1981).

Magnitud del terremoto	Equivalente TNT	Ejemplo
1.0	0,17 Kg	
1.5	0,9 Kg	
2.0	5,9 Kg	
2.5	28 Kg	
3.0	179 Kg	
3.5	450 Kg	
4.0	5,5 Tm	
4.5	29 Tm	Denver, Col., 1965
5.0	181 Tm	
5.3	455 Tm	San Francisco, 1957
5.5	910 Tm	
6.0	$5,7 \times 10^3$ Tm	
6.3	$14,4 \times 10^3$ Tm	Long Beach, Cal., 1933
6.5	$28,7 \times 10^3$ Tm	San Fernando, Cal., 1971
7.0	$181 \times 10^3$ Tm	
7.1	$228 \times 10^3$ Tm	El Centro, Cal., 1940
7.5	$910 \times 10^3$ Tm	
7.7	$1.811 \times 10^3$ Tm	Kern County, Cal., 1962
8.0	$5.706 \times 10^3$ Tm	
8.2	$11.421 \times 10^3$ Tm	San Francisco, Cal., 1906
8.5	$28.711 \times 10^3$ Tm	Anchorage, Alaska, 1964
9.0	$181.999 \times 10^3$ Tm	

**TABLA 3.5** Relación aproximada entre magnitud y frecuencia de terremotos (United States Geological Survey, 1974).

Magnitud	Incidencia anual esperada	Área afectada (km <sup>2</sup> )	Distancia de percepción (km)	Intensidad (escala modificada de Mercalli)
3.0-3.9	49.000	1.940	25	II-III
4.0-4.9	6.200	8.850	50	IV-V
5.0-5.9	800	38.850	110	VI-VII
6.0-6.9	120	165.350	200	VII-VIII
7.0-7.9	18	518.000	400	IX-X
8.0-8.9	1	2.072.000	725	XI-XII



ción; entonces esa deformación elástica acumulada en una falla se libera en la corteza y manto superior. El hipocentro es donde la energía se transforma en ondas elásticas o sísmicas y su proyección en la superficie se denomina epicentro.

Las vibraciones superficiales generadas por la energía transmitida por las ondas sísmicas constituyen la peligrosidad sísmica y cuando afectan al hombre y sus propiedades tiene lugar el riesgo sísmico. Se estima que los muertos producidos por terremotos durante el siglo XX son alrededor de dos millones. La Tabla 3.6 indica aquellos terremotos catastróficos con más de 50.000 muertos, documentados históricamente (McGuire *et al.*, 2004). Una amplia relación de grandes y pequeños terremotos históricos con su fecha, magnitud, nombre, localización, tipo, nombre de la falla y referencia se incluye en el apéndice de Yeats *et al.* (1997). El CRED (*Centre for Research*

*on the Epidemiology of Disasters*) estimó que durante la década de 1990, los terremotos causaron la muerte de 100.000 personas y afectaron a un total de 14 millones. Calculan que las pérdidas económicas fueron de 215.000 millones de dólares, después de los daños por inundaciones. Asociados a los terremotos se tienen fenómenos peligrosos, como temblores, sacudidas del terreno, licuefacción, deslizamientos, tsunamis y fuegos. Todos ellos incluyen a los desencadenados por los sismos y, por consiguiente, participan del riesgo sísmico.

Iberia es una pequeña placa Tectónica situada entre Eurasia y África en el extremo occidental del cinturón alpino. Durante la orogenia alpina se originaron los Pirineos entre Eurasia e Iberia y las Béticas entre Iberia y África. Se puede considerar que la Península Ibérica se encuentra en el interior de una placa móvil y que por lo tanto las fallas activas presentarán tasas de deslizamiento modera-

**TABLA 3.6** Terremotos catastróficos: > 50.000 muertos documentados históricamente (McGuire, 2004).

Lugar	Año	Muertos	Magnitud, comentarios
Ardabil, Irán	893	150.000	
Halab (Aleppo), Siria	1138	230.000	7.5
Sicilia, Asia Menor	1268	60.000	
Golfo de Chihli (Bo Hai) China	1290	100.000	
Hongtong, Shanxi, China	1303	200.000	8.0
Hua Xian, Shaanxi, China	1556	830.000	~ 8, muchos muertos en loess
Samaxi (Shemakha), Azerbaijón	1667	80.000	
Sicilia, Italia	1693	60.000	
Tabriz, Irán	1727	77.000	
Lisboa (Portugal)	1755	70.000	8.7, y gran tsunami
Irán	1780	200.000	
Calabria, Italia	1783	50.000	
Messina, Italia	1908	70.000-100.000	7.2, también muertos por tsunami
Haiyuan, Ningxia, China	1920	200.000	8.6, fracturas principales y deslizamientos
Kanto, Tokio, Japón	1923	143.000	7.9, gran fuego en Tokio
Tsinghai (Qinghai), China	1927	200.000	7.9, grandes fracturas. 40.912 muertos
Gansu (Kansu), China	1932	70.000	7.6
Quetta, Pakistán	1935	30.000-60.000	7.5, Quetta casi completamente destruida
Ashgabat, Turkmenistán	1948	110.000	7.3
Norte Perú	1970	66.000	7.9, Mt. Huascarán, gran deslizamiento de rocas, inundaciones, daños por 530.000 dólares
Tangshan, Hebei, China	1976	255.000 (oficiales)	7.5, los muertos pueden ser 655.000
Irán	1990	50.000	7.7, deslizamientos

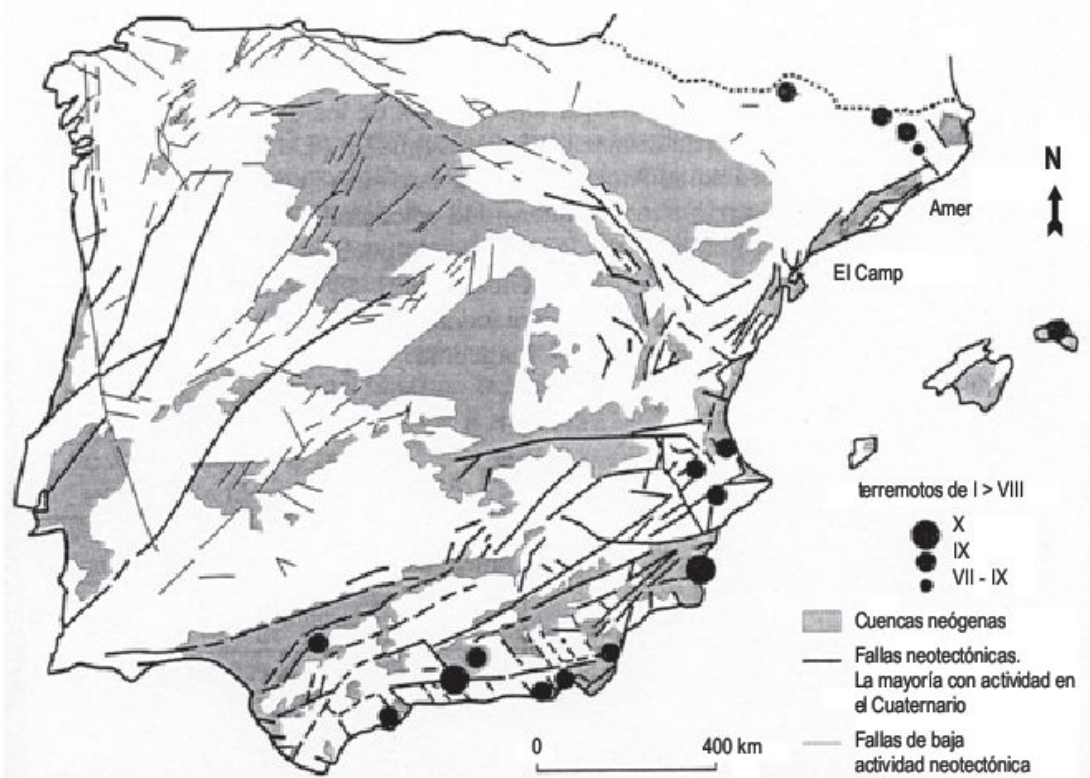
das ( $<1$  mm/año) y los terremotos resultantes tendrán un intervalo de recurrencia del orden de  $10^3$ - $10^5$  años (Santanach, 2001).

Los terremotos históricos destructivos con intensidad mayor de IX, desde el siglo XIV se enumeran en la Tabla 3.7. El terremoto más destructivo ha sido el de Arenas del Rey (provincia de Granada), que tuvo lugar el 25 de diciembre de 1884 y produjo 750-900 muertos, 2.000 heridos y más de 2.000 casas dañadas (Fouqué *et al.*, 1889; López Arroyo *et al.*, 1981; entre otros). También fue muy catastrófico el terremoto de Torrevieja (provincia de Alicante) de 1829, en el que perdieron la vida unas 400 personas y destruyó varias poblaciones (Rodríguez de la Torre, 1884). Los terremotos destructivos han producido el colapso de edificios, agrietamiento del suelo, licuefacción, desencadenamiento de movimientos de masa y otros efectos.

La distribución de la actividad sísmica en España se concentra en las Cordilleras Béticas, sur y sureste (Andalucía, Murcia y Alicante), Pirineos y las Cadenas Costero Catalanas. Excepto dos terremotos profundos en la provincia de Granada, los focos sísmicos son superficiales (Capote, 1997).

La Fig. 3.38 señala los grandes terremotos históricos españoles situados sobre un bosquejo neotectónico de la Península Ibérica. En él se sitúan y diferencian por su intensidad los epicentros, correspondientes a los 15 terremotos más importantes según el autor. La observación de la Fig. 3.38 pone de manifiesto que los 15 terremotos de mayor intensidad se han producido por un falla sismogénica distinta (Santanach, 2001). De los estudios llevados a cabo sobre la sismicidad en España podemos considerar que España es un país de actividad sísmica moderada (Hernández-Enrile *et al.*, 2001).

Muchas de las muertes y daños producidos por un terremoto son función de la **vulnerabilidad de los edificios**. Las causas son muy variadas: paredes de los edificios demasiado altas o muy delgadas para su altura; hormigones con escaso o mal cemento; torres y chimeneas construidas en edificios de baja altura, que se destruyen cuando colapsan las construcciones pequeñas; calles estrechas que se bloquean por caídas de materiales; etc. Los edificios y otras estructuras vibran con frecuencias diferentes dependiendo de la composición, forma y tamaño de las estructuras. Si vibran con la misma frecuencia, las oscilaciones de las estructuras se refuerzan, produciendo grandes daños (Costa y Baker, 1981; McGuire *et al.*, 2004). En España toda la Normativa para la construcción sismorresistente se encuentra codificada en las denominadas Normas de Construcción Sismorresistentes NCSE-94 y NCSE-02, que además ofrecen mapas de peligrosidad sísmica, basados en la aceleración horizontal del terreno, codificada para cada municipio español en los anexos de estas normativas (AE-88, 1996).



**FIGURA 3.38** Los grandes terremotos históricos españoles situados sobre un esquema neotectónico de la Península Ibérica (Santanach, 2001).



**TABLA 3.7** Terremotos históricos destructivos en España, con intensidad IX o mayor en el epicentro, desde el siglo XIV (según Capote, 1997; Martínez, 2001; Santanach, 2001).

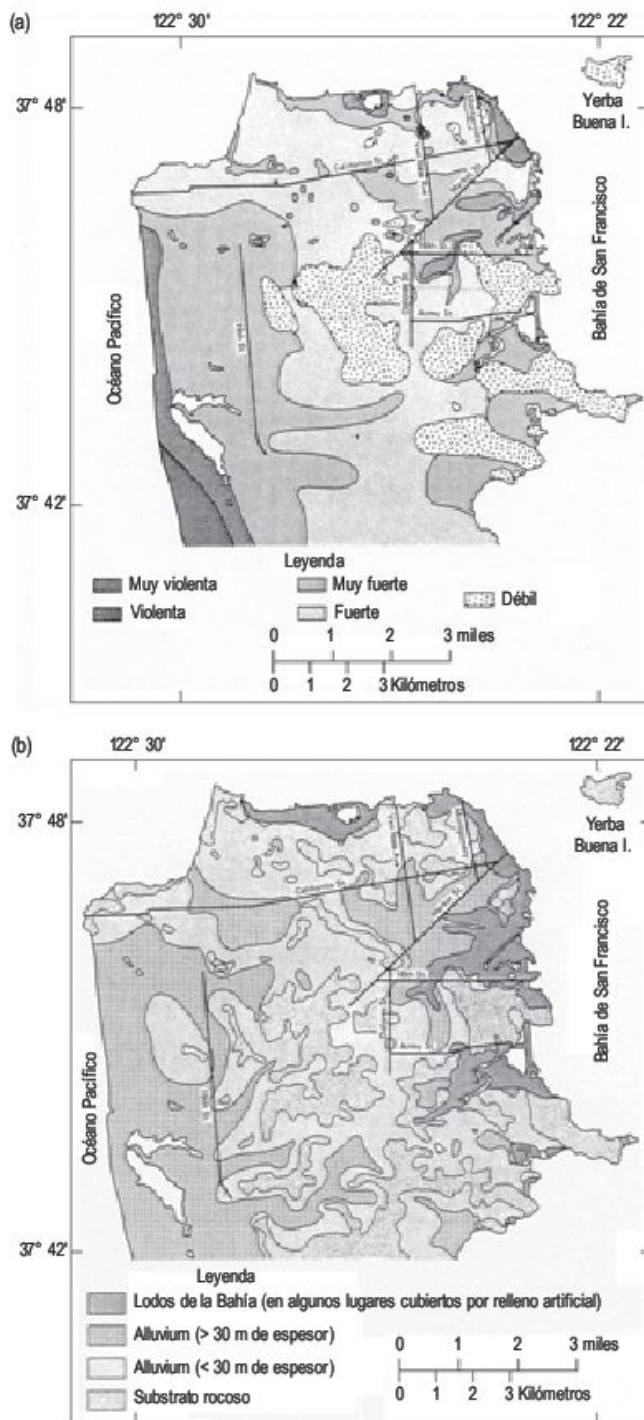
Año	Epicentro	Intensidad	Magnitud	Muertos/Comentarios
1373	1. Viella (Lérida)	VIII-IX		Movimientos de rocas, colapsos de torres y castillos y víctimas sin cuantificar. Daños en Barcelona (grado VI).
1396	2. Tabernes (Valencia)	IX		Fortalezas y puentes hundidos, centenares de casas destruidas, desprendimientos, grietas, alteración de manantiales.
1427	3. Olot (Gerona)	VIII-IX		
1427	4. Amer (Gerona)	VIII-IX		
1428	5. Queralbs (Gerona)	IX-X		800 muertos. Daños importantes en iglesias y castillos, muchas viviendas dañadas, grandes grietas en el suelo.
1431	6. Atarfe (Granada)	IX		Se cuartejan torres y mezquitas, cae parte del muro de la Alhambra.
1504	7. Carmona (Sevilla)	IX		100 muertos. Destrucción en murallas, hundimientos de bóvedas de templos, daños en muchas casas, deslizamientos, grietas, cambio en régimen de aguas. Licuefacción en Sevilla.
1518	8. Vera (Almería)	IX-X		165 muertos. Destrucción de toda la ciudad, se reconstruye en otro emplazamiento, daños en fortalezas.
1522	9. Almería	IX		Más de 2.500 muertos. Almería completamente destruida, devastadas 80 poblaciones, puerto arruinado, tsunami, considerado tan importante como el de Lisboa.
1531	10. Baza (Granada)	IX		310 muertos. Baza y Benamaurel (Granada) prácticamente destruidos.
1645	11. Alcoy (Alicante)	IX		Cayeron casas enteras, al igual que en Muro de Alcoy.
1680	12. Alhaurín el Grande (Málaga)	IX	6,8-7,4	Sólo en Málaga 200 muertos y 250 heridos. Destrucción alcazaba, 852 casas destruidas y 1250 dañadas. Variación en el caudal de las fuentes.
1748	13. Montesa (Valencia)	IX		38 muertos. Destruyó los pueblos de Montesa, Sellent y Estubeny.
1755	14. SO Cabo de San Vicente	VIII		61 muertos por temblores de tierra y 1.214 ahogados por las olas del tsunami. Daños en el centro y sur de la Península. Pérdidas por valor actual de 763 millones de euros.
1804	15. Dalías (Almería)	IX		150-200 muertos. Hundidas iglesias y torres de fortalezas, varios centenares de casas destruidas, réplicas durante siete meses.
1806	16. Pinos Puente (Granada)	VIII-IX		12 muertos, 94 casas arruinadas, 1.110 quebrantadas y 118 sin daño. Grietas en el terreno.
1829	17. Torrevieja (Alicante)	X	6,9	399 muertos, 388 heridos. Unas 2.900 casas destruidas y más de 2.000 dañadas. Meses con réplicas, grietas en suelo y cambio en régimen de aguas.
1884	18. Arenas de Rey (Granada)	IX	6,5-6,7	750-900 muertos, unos 2.000 heridos. Unas 1.000 casas destruidas y unas 17.000 dañadas. Deslizamientos, grietas, licuefacción, alteración en aguas, réplicas fuertes durante un año.
1956	19. Albolote (Granada)	VIII	5,0	11 muertos, 7 casas destruidas, 50 ruinosas, 300 inhabitables, 350 sufrieron grietas, 4 de los muertos fueron causados por un deslizamiento de tierras.
1969	20. SO Cabo de San Vicente		7,3	4 muertos por el pánico, ligero tsunami. La intensidad sentida fue de VII. Algunos daños en la Provincia de Huelva.



Las sacudidas del terreno debidas a fuerzas compresivas y distensivas conducen al agrietamiento y separación del terreno destruyendo la cimentación, como consecuencia de desplazamientos horizontales y verticales, a veces de varios metros. En el terremoto de San Francisco de 1906 se midieron desplazamientos horizontales de 6,4 m y de 15 m en la vertical en el terremoto de 1899 de Yakutat Bay (Alaska) (Plafker *et al.*, 1978). En materiales no consolidados las vibraciones son mayores que en las rocas. Esto explica que durante el terremoto de San Francisco de 1906, los edificios más dañados se localizan en lodos con rellenos artificiales poco compactados, zonas pantanosas y depósitos fluviales (Fig. 3.39), mientras que en el substrato rocoso la intensidad es débil (Borcherdt, 1975).

Como consecuencia de las vibraciones y sacudidas durante el terremoto, los sedimentos no consolidados incrementan su compactación. En el terremoto de San Francisco, la **subsistencia** generada por la disminución de volumen fue en algunas partes de 0,6 m y de 1,8 m durante el terremoto de Alaska de 1964. Estos asentamientos diferenciales pueden causar graves daños en estructuras por el proceso de compactación «sísmica» (Costa y Baker, 1981).

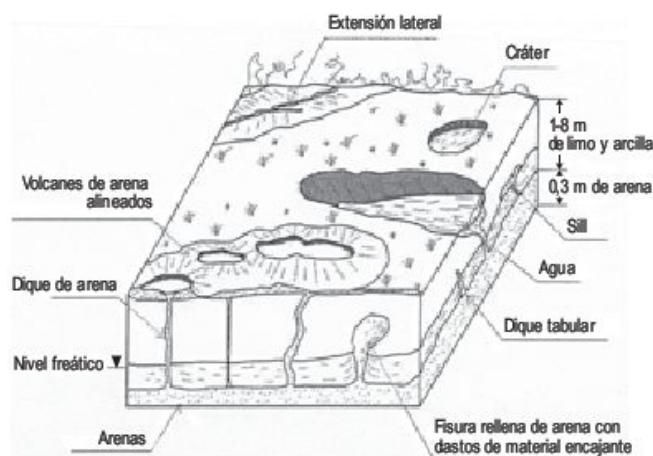
Con anterioridad se ha indicado que los temblores sísmicos del terreno reorientan las partículas de los sedimentos no consolidados, convirtiendo un material granular sólido en un material fluido por aumento de la presión. Este proceso se denomina **licuefacción**. Este cambio de estado del terreno conduce a un comportamiento físico muy peligroso para las estructuras. Así, durante el terremoto de 1844 en Niigata (Japón) de magnitud 7,5 los edificios de varias plantas fueron fuertemente basculados sin ningún daño estructural, como consecuencia de la licuefacción. En el terremoto de Loma Prieta de 1989, de magnitud 7,1 y relacionado con la Falla de San Andrés, hubo importantes daños debidos a la licuefacción, al igual que en el terremoto más reciente de 2001 de Nisqually, de magnitud 6,8, que afectó a las estructuras de la ciudad de Seattle (McGuire *et al.*, 2004). Perucca y Moreiras (2006), en su estudio sobre la licuefacción en las provincias de San Juan y Mendoza, al oeste de Argentina, indican que han sido afectadas por al menos nueve terremotos destructivos de magnitudes 6,3 en el periodo 1861-1997. Estos sismos desencadenaron la licuefacción que produjo grandes daños. Señalan también que la distancia de la licuefacción a los distintos epicentros se incrementa con la magnitud del terremoto. Por otra parte describen las formas menores desarrolladas por la licuefacción. Los efectos visibles de la licuefacción son cráteres de arena, volcanes de arena (pequeños cráteres producidos por agua surgente a alta presión), *sills* de arena o diques, *piping* de agua y arena hirvientes, colapso de suelos, estratificación y laminación convoluta y deslizamientos subacuáticos (Perucca y Moreiras, 2006) (Fig. 3.40).



**FIGURA 3.39** Mapa de intensidades aparentes para el terremoto de San Francisco de 1906. Las zonas de máxima intensidad sísmica corresponden a las zonas de limos y aluviones, mientras que en los afloramientos del substrato la intensidad es débil (Borcherdt, 1975).

Los sedimentos poco compactos pueden modificarse sustancialmente por la actividad sísmica, que incrementa el riesgo de las construcciones. Los objetos sometidos a una fuerte vibración entran en **resonancia**, como res-





**FIGURA 3.40** Bloque diagrama en el que se señalan diques cortando los estratos de limo y arcilla, cráteres, extensión lateral y volcanes de arena (Perucca y Moreiras, 2006).

puesta a una frecuencia o periodo natural. Los edificios de 10 pisos tienen un periodo natural de un segundo y los de 20 de 2 segundos. Si el periodo es mayor de uno en un edificio de 10 pisos, el edificio responderá peligrosamente. Este fenómeno se demuestra con las consecuencias catastróficas del terremoto de 1985, de magnitud 8, de la ciudad de Méjico, fundada por los aztecas sobre una isla situada en medio del Lago Texaco. La ciudad se expandió enormemente mediante drenajes sobre sedimentos lacustres sin consolidar. El 60% de los edificios derruidos o seriamente dañados tenían entre 6 y 12 pisos. En la zona de terreno firme, llamada zona de las lomas, no se detectó ningún colapso. La gran mayoría de los edificios colapsados o que sufrieron daños eran relativamente modernos (de las décadas de los 60 y 70) y habían sido proyectados y contruidos según las normas sismorresistentes vigentes (Meli, 2002; McGuire, 2004).

Los **deslizamientos** serán tratados ampliamente en el capítulo de laderas y movimientos de masa. Los deslizamientos desencadenados por la actividad sísmica pueden ser catastróficos como los que tuvieron lugar en los Nevados del Huascarán (Perú) en 1962 (Plafker y Erickson, 1978; Oliver-Smith, 2002). También con magnitudes me-

dias o bajas se pueden desencadenar deslizamientos en áreas montañosas de relieve muy contrastado.

Los **fuegos** posteriores al terremoto constituyen una gran amenaza secundaria y sus efectos pueden ser devastadores. En el terremoto de San Francisco de 1906, el fuego destruyó las casas de madera y como las conducciones de agua se rompieron, los fuegos se controlaron después de tres días. Se destruyeron 28.000 edificios y los daños producidos por el fuego fueron un 80% del total de los daños del terremoto. El Great Kanto fue un terremoto que afectó a Tokio en 1923 y los cálculos estiman que las pérdidas humanas por incendios fueron del orden de 100.000 de un total de 143.000 y se destruyeron medio millón de edificios (McGuire *et al.*, 2004).

Los **tsunamis** desencadenados por actividad sísmica serán analizados en el capítulo de Geomorfología Litoral. Cuando tiene lugar la **rotura de una presa o dique** se liberan súbitamente grandes cantidades de agua, produciendo una importante inundación que puede originar la pérdida de vidas humanas y daños materiales. Jansen (1980) estima que la rotura de presas en el mundo fue de unas 2.000, desde el siglo XII. Además de la actividad sísmica, las inundaciones por rotura de presas pueden producirse por otras causas: desbordamiento de las presas; en presas de tierra, rotura estructural por desarrollo de *piping*; rotura debida a problemas de cimentación (Singh, 1996). Una gran parte de los 1.835 muertos que tuvieron lugar en Holanda en 1953, se deben a la rotura de diques originada por olas de tormenta del Mar del Norte (McGuire *et al.*, 2004). En 1963, murieron 2.000 personas en el pueblo de Longarone por desbordamiento del agua en la presa de Vaiont (Italia), como consecuencia de gigantescos deslizamientos traslacionales, en el margen meridional de su vaso. La presa de Estrecho de Rientes en Lorca (provincia de Murcia, España) fue construida entre 1755 y 1789. Era la presa más alta de su tiempo en el momento de su terminación. El vaso se rellenó por primera vez en febrero de 1802 y la presa se rompió en abril, produciendo una inundación que destruyó parte de la villa de Lorca y murieron 600 personas. No se conoce la causa exacta de la rotura (Singh, 1996). Una lista muy detallada de rotura de 85 presas, con sus nombres, lugares, rasgos geométricos de la presa, rotura y duración, se puede encontrar en Singh (1996).

## 3.7 Prevención, mitigación y alerta

Los métodos físicos diseñados para minimizar el impacto de la peligrosidad sísmica son fundamentales para reducir el riesgo sísmico. El terremoto de Bam (Irán), de diciembre de 2003 produjo 26.000 muertos y constituye un ejemplo de la importancia de los materiales de cons-

trucción utilizados en las casas. Los ingenieros sísmicos y los sismólogos indican: «Los edificios y no los terremotos son los que matan a la gente». Las casas de Bam estaban contruidas de adobes y la mayor parte fueron destruidas durante el terremoto, ya que estas estructuras co-



lapan incluso con un nivel bajo de magnitud (McGuire *et al.*, 2004).

Todas estas circunstancias hacen necesario el establecimiento de normas antisísmicas. Los daños pueden ser aceptables, pero no la muerte de las personas. Aproximadamente el 75% de las muertes por terremoto, durante el siglo XX, se atribuyen a hundimientos de edificios, que fueron mal construidos o utilizaron materiales inadecuados o el diseño sismorresistente fue mal aplicado. Las vibraciones horizontales se propagan en los edificios a través de sus cimientos. Los objetos como estanterías dentro del edificio pueden moverse o caer, por lo que una medida preventiva es situarlos en el suelo. Las estructuras con forma y materiales adecuados según la normativa sismorresistente son la medida para llevar a cabo la mitigación de los temblores sísmicos (Costa y Baker, 1981; Bolt, 1999; McGuire *et al.*, 2004).

No cabe duda de que el estudio de la actividad sísmica tiene aspectos aplicados, sobre todo los debidos a la prevención y mitigación sísmica. «La falta de un conocimiento completo del mecanismo físico introduce en el estudio una incertidumbre epistemológica que impide realizar predicciones sísmicas en el intervalo de tiempo corto e inmediato (meses y días)» (Mézcua, 2002). Las principales fuentes de datos sísmicos en España son el Banco de Datos Sismológicos del Instituto Geográfico Nacional, el Catálogo General de Isosistas (Mézcua, 1982), la Sismicidad del Área Iberomagrebí (Mézcua y Martínez, 1983) y más recientemente el Catálogo de Sismos Históricos de la Península Ibérica (Martínez Solares y Mézcua, 2002).

Las investigaciones en España se han preocupado, en primer lugar, de la investigación de la sismicidad histórica o de los niveles de peligrosidad sísmica en función de los datos disponibles. Otra vertiente de estudio trata de establecer la probabilidad de futuros eventos de intensidad o magnitudes específicas (Cendrero *et al.*, 1997). La sismicidad histórica ha sido reseñada en párrafos anteriores. Las investigaciones sobre la probabilidad están representadas en Munuera (1969), Roca y Udías (1976) y el extenso trabajo sobre riesgo sísmico de Muñoz (1983). Chávez *et al.* (1999) han llevado a cabo una simulación sobre las pérdidas ocasionadas en la actualidad por el terremoto de 1428 de Queralbs (La Candelaria) de intensidad IX-X. Calculan que se producirían 1.000 muertos, se destruirían 1.000 edificios y unas 140.000 personas quedarían

sin hogar. Las pérdidas alcanzarían 4.800 millones de euros. Por otra parte, el estudio sobre los impactos económicos y sociales de los riesgos sísmicos en España indica que, en el supuesto de riesgo sísmico máximo, las pérdidas potenciales por terremotos serían del 33,1% de las pérdidas totales para el periodo 1986-2016, equivalente a 157.000 millones de euros (< biblio >).

La **mitigación** de los daños producidos por los terremotos es una tarea continua de aquellos países afectados por la actividad sísmica. Para ello, es necesario llevar a cabo estrategias de protección, en las que se incluyen investigaciones sismológicas, aplicación de la normativa sismorresistente, concienciación del ciudadano para la protección, planes de actuación en el caso de catástrofe sísmica y adecuación de la legislación de seguros (Martín, 2002). A todas estas labores hay que añadir las investigaciones sobre paleosismicidad (Capote y Martínez, 2001; Vicente *et al.*, 2001).

Las normas antisísmicas son posiblemente el instrumento más idóneo para prevenir y mitigar los daños producidos por los terremotos a las estructuras. Estas normas hay que revisarlas y actualizarlas con periodicidad para incorporar los nuevos avances en Sismología e Ingeniería Sísmica (Blázquez, 2001). Para la reglamentación preventiva se tiene un organismo superior que es la Comisión Permanente de Normas Sismorresistentes (CPNS). Las normas de tipo global vienen expresadas en el volumen sobre Prevención y Mitigación de Desastres (ONU, 1984). Dentro de la Dirección General de Protección Civil se encuentran las Unidades de Apoyo ante Desastres (UAD) de gran importancia en las actuaciones posteriores al desastre (Dueñas, 2001). El Instituto Geográfico Nacional ha elaborado el Sistema de Alarma Sísmica que identifica y localiza en tiempo real los eventos sísmicos que tienen lugar en la Península Ibérica.

Se ha llevado a cabo un gran esfuerzo de cara a la reducción del riesgo sísmico mediante la conexión de sismógrafos digitales con centros de emergencia. Este sistema de **alarma** permite preparar una respuesta rápida antes y después de los grandes terremotos. En Estados Unidos, los datos de los terremotos de magnitud superior a 3,5 se envían electrónicamente vía satélite, internet o teléfono a las agencias federales e internacionales de defensa civil. También pueden transmitirse a presas, plantas de energía y ferrocarriles (Bolt, 1999).

## 3.8

### Terremotos producidos por el hombre

Desde abril a noviembre de 1962, Denver experimentó más de 700 terremotos, que no causaron ningún daño, ya que el mayor sismo tuvo una magnitud de 4,3, pero evidentemente causaron una gran preocupación en la

población: mucha gente se aseguró contra ellos (Evans, 1966).

En Denver no se había registrado ningún terremoto desde 1882. Los epicentros del periodo 1962-65 estaban



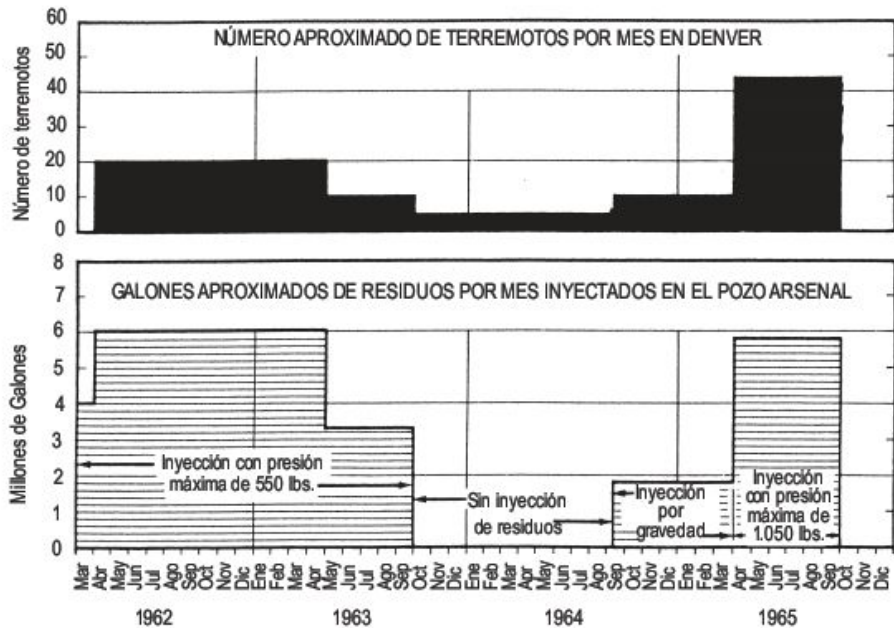
en la proximidad del pozo Arsenal, situados a unos 10 km. Los hipocentros se ubicaban a lo largo de un plano de falla. Estudios posteriores del United States Geological Survey, llevados a cabo con una red sísmica, indicaron que los epicentros estaban todavía más próximos al pozo.

En noviembre de 1962 se sugirió que había una estrecha relación entre los terremotos y la inyección de aguas residuales contaminadas a 4.000 m. en Rocky Mountain Arsenal, al NE de Denver. Se inyectó en esquistos y gneises graníticos muy fracturados y meteorizados. Se introdujeron 16 millones de litros (4,2 millones de galones) en marzo de 1962 y con posterioridad comenzaron los terremotos (Fig. 3.41). El 20 de febrero de 1966 el pozo fue cerrado.

Las rocas precámbricas son impermeables y cuando se inyecta fluido las fracturas se cierran. Las altas presiones

de los fluidos reducen la resistencia a la fricción y si la presión de fluidos es lo suficientemente grande se produce el movimiento de los bloques y la energía elástica de relajación se libera como un terremoto.

Se tiene una fundada sospecha de que el bombeo de fluidos en el campo petrolífero de Inglewood (Los Ángeles), al incrementar la presión para aumentar la producción de petróleo, fue el responsable del desencadenamiento del terremoto de 1963, que fracturó un muro de la presa de Baldwin Hills (Strahler y Strahler, 1974; p. 221-224). El agua que rebose de la presa produjo una inundación que afectó a varias casas del área y causó cinco muertos. Se demostró claramente la correlación entre la actividad de la falla y la extracción de fluidos. El incremento de la presión de fluidos produjo una disminución de la cohesión y del rozamiento interno en el plano de falla, lo que induce la activación de la falla.



**FIGURA 3.41** Relaciones de frecuencia de terremotos e inyección de aguas contaminadas (Evans, 1966).





# 4

# Volcanes

## CONTENIDO

- 4.1. Introducción
- 4.2. Tectónica de placas y volcanismo
- 4.3. El magma y la actividad volcánica
- 4.4. Tipos de actividad volcánica
- 4.5. Principales tipos de erupciones volcánicas
- 4.6. Nubes ardientes y flujos piroclásticos
- 4.7. Erupciones hidrovolcánicas
- 4.8. Avalanchas de rocas y lahares
- 4.9. Erupciones gaseosas e hidrotermales
- 4.10. Coladas de lava
- 4.11. Piroclastos
- 4.12. Morfología de los volcanes
- 4.13. Conos de piroclastos
- 4.14. Estratovolcanes
- 4.15. Calderas
- 4.16. Formas volcánicas resultantes de la erosión
- 4.17. Riesgo volcánico y predicción

# 4.1

## Introducción

Las erupciones volcánicas son la manifestación más poderosa de la energía existente en el interior de la Tierra. Se reconocen aproximadamente unos 60.000 volcanes y cada año unos 50 entran en erupción, por encima del nivel del mar, pudiendo afectar a la vida y a las propiedades de millones de personas. Por otra parte, la raza humana también está conectada con las emisiones volcánicas. En el rift valley de África oriental (Tanzania, Kenia y Etiopía) se han llevado a cabo investigaciones paleontológicas que han permitido efectuar dataciones absolutas del material volcánico, relacionado con los primeros homínidos (3,7 m.a.). A su vez, los fósiles en cenizas presentan excelente grado de conservación (Sigurdson, 2000).

Los volcanes funcionales forman parte de una clasificación en función de su actividad que, sin duda, es de gran importancia para las poblaciones que habitan las áreas volcánicas. Tsuya y Morimoto (1963) diferencian: volcanes activos, que entran en erupción cada pocos años; volcanes durmientes, que son los que erupcionan una vez cada varias decenas o cientos de años y, finalmente, los volcanes extinguidos. Estos últimos son difíciles de diferenciar de los durmientes.

Podemos definir un volcán como «*la manifestación superficial en un planeta o satélite de procesos térmicos internos a través de la emisión en su superficie de productos sólidos, líquidos o gaseosos*» (Francis, 1993). Un volcán tiene un conducto o chimenea que conexas con la materia fundida, denominada **magma**. **Lava** no es sinónimo de

magma, que constituye la roca fundida con gases. Un magma contiene habitualmente una fase silicatada fundida, una fase gaseosa formada sobre todo por agua, dióxido de carbono y una o varias fases sólidas (fragmentos de rocas, cristales de minerales). En la erupción la desgasificación parcial convierte el magma en lava. El material emitido hacia la superficie suele construir un **cono**, constituido por lavas y/o material fragmentario.

Los gases son la fase más importante en lo referente al mecanismo de las erupciones volcánicas. Las emisiones pueden estar constituidas por lavas fluidas, en las que los gases se desprenden lentamente, o por material muy viscoso que dificulta la salida a la superficie. La expansión de los gases produce violentas explosiones, que generan materiales fragmentarios denominados piroclastos. La gran mayoría de los volcanes del mundo están constituidos por una mezcla de lavas y piroclastos (Fig. 4.1).

Los terrenos volcánicos no ocupan más que un 5% de la superficie terrestre emergida, pero en el fondo marino su porcentaje es mucho mayor. Está constituido por numerosas acumulaciones volcánicas submarinas, con frecuencia cubiertas por una fina capa de depósitos sedimentarios.

El volcanismo lleva implícito un flujo de energía y materia, con una paulatina pérdida de energía por parte del planeta. El calor necesario deriva de desintegración radiactiva de uranio ( $^{235}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ ), potasio ( $^{40}\text{K}$ ), thorio ( $^{232}\text{Th}$ ) y otros elementos radiactivos localizados en el interior de la Tierra. Cada uno de los diferentes isótopos pro-



**FIGURA 4.1** Volcán Teide, 3.718 m (Tenerife, Islas Canarias) construido por lavas y piroclastos, desde los Roques de García. Fotografía tomada en 1968.



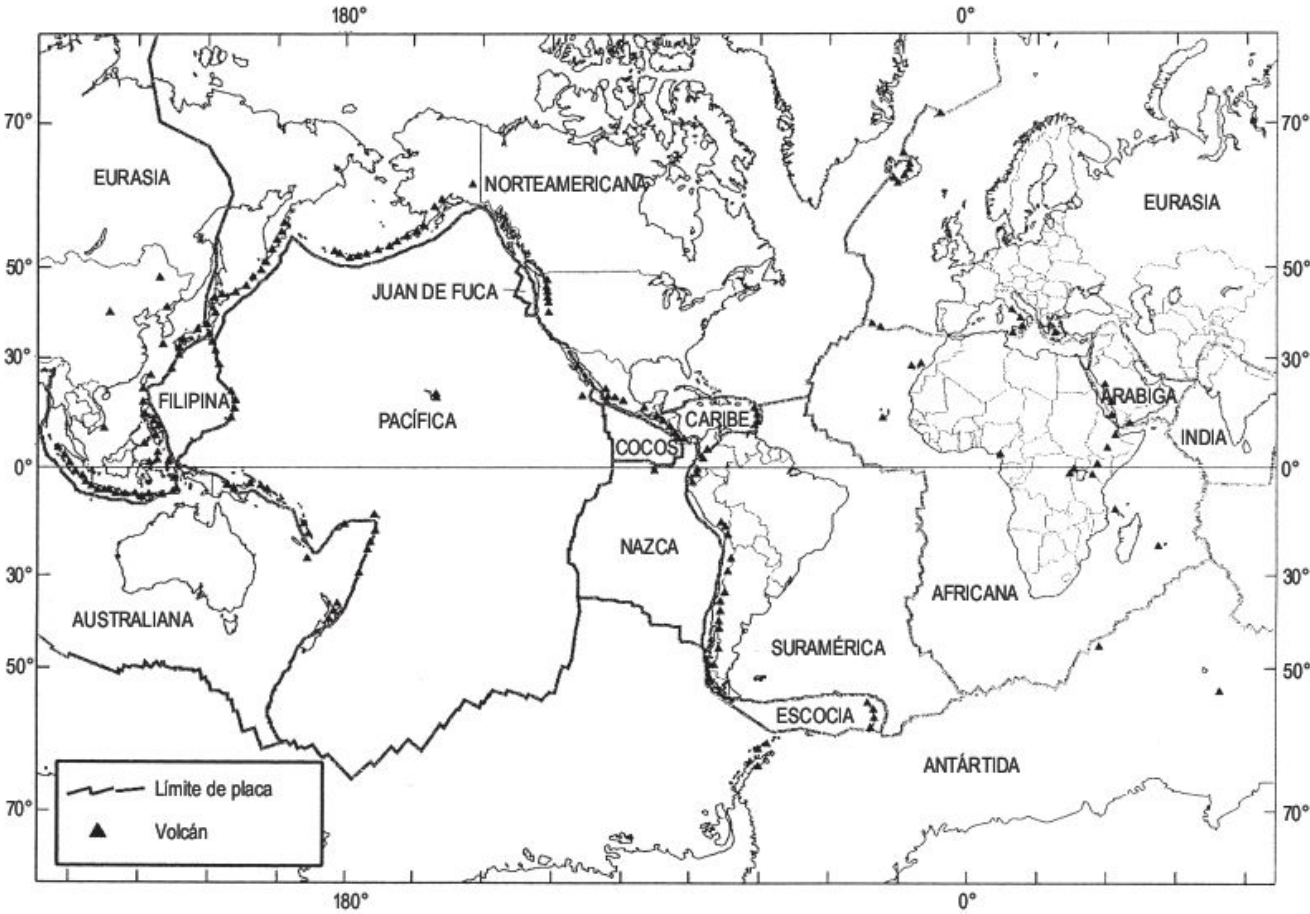
duce distintas cantidades de calor y tienen diferentes vidas medias. La fusión se limita a unos 200 km de profundidad en la corteza y las partes superiores del manto. Como el fundido es menos denso que las áreas de las que procede, tiende a ascender hacia la superficie. En los niveles superficiales de la corteza, las rocas suelen ser menos densas que el magma, pero ahí éste es arrastrado hacia la superficie por la presión interna de los gases que lleva disueltos, que experimentan expansión al disminuir la presión confinante (efecto parecido a la «botella de champán»).

Por tanto, los volcanes se sitúan en zonas de fusión parcial dentro de la Tierra. Si el fundido, al llegar hacia la superficie, tiene una elevada cantidad de volátiles disueltos se producen erupciones muy explosivas. Por otra parte, el magma puede ser retenido en profundidad y llegar a enfriarse lentamente para originar rocas plutónicas, donde se puede producir sedimentación gravitacional de cristales, procesos de asimilación, mezcla y refusión de rocas de la corteza (Sparks, 1993).

# 4.2 Tectónica de placas y volcanismo

Siempre ha llamado la atención la distribución de los volcanes en estrechas bandas, que están en relación con las placas litosféricas (Fig. 4.2). La tectónica de placas es una consecuencia simple de la pérdida de energía del planeta (Perfit y Davidson, 2000). La Tierra ha ido perdiendo ener-

gía desde su formación. La convección es el principal mecanismo de transferencia de energía en el planeta. El material se calienta en la base del manto, a unos 2.900 km de profundidad y se eleva debido a su menor densidad; el producto resultante tiene comportamientos plásticos. Por en-



**FIGURA 4.2** Mapa global en el que se indican los principales volcanes activos y los límites entre las placas (United States Geological Survey, en Perfit y Davidson, 2000).



cima, nos encontramos con la **litosfera**, que es rígida y frágil y rodea toda la Tierra. Incluye la corteza terrestre y la parte superior del manto. Tiene un espesor de 70-120 km y está compartimentada en varios fragmentos, que constituyen las **placas litosféricas**. Por debajo de la litosfera se desarrolla la **astenosfera**, que se caracteriza por su menor rigidez, existencia de zonas con fusión parcial o próximas a su punto de fusión, y constituye la base sobre la que se desplazan las placas litosféricas (Fig. 4.3). Estas rodean nuestro planeta y aparecen fragmentadas, configurando diferentes disposiciones en función de sus márgenes que pueden clasificarse en **divergentes**, **convergentes** y de **transformación**.

Los márgenes divergentes, también llamados constructivos, son las dorsales mesoceánicas generadoras de corteza y los rift valley continentales de África oriental. Los bordes convergentes o destructivos son regiones geológicas muy complejas en las que una de las placas se hunde bajo la otra a favor del denominado plano de Benioff. Los bordes de transformación o conservadores se deslizan horizontalmente uno contra otro y están caracterizados por fallas o zonas de fractura (Perfit y Davidson, 2000).

Las dorsales mesoceánicas son zonas divergentes de formación de corteza oceánica de rocas básicas. Se caracterizan por elevado flujo de calor, débil abombamiento del manto astenosférico y corteza delgada (Schmincke, 2004). La mayoría de estas dorsales son submarinas, excepto los afloramientos subaéreos de la dorsal mesoatlántica de Islandia y Jan Mayen (Noruega), cuyo estudio en superficie junto con investigaciones directas con sumergibles (Chesster, 1993) proporcionan datos muy valiosos sobre el funcionamiento de las dorsales. La actividad volcánica se produce por fisuras en el rift central, con lavas almohadilladas (*pillow lavas*), diques y actividad hidrotermal. Todo el conjunto de las dorsales constituye una cadena de montañas de 70.000 km y es, sin duda, la más larga de la Tierra. Su zona central está desplazada por fallas de transformación y los estudios de los perfiles perpendicu-

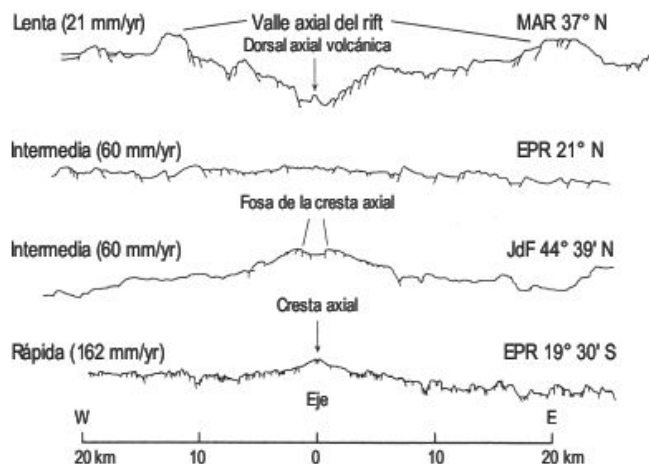


**FIGURA 4.3** Sección esquemática de la Tierra en la que se indica la litosfera, muy exagerada y la astenosfera, así como algunos términos utilizados en tectónica de placas (Glass, 1982).

res señalan que las velocidades de extensión (*sea-floor spreading*) varían a lo largo de la dorsal (Perfit y Davidson, 2000) (Fig. 4.4). De norte a sur, las islas volcánicas en relación con la dorsal mesoatlántica son Jan Mayen, Islandia, Santa Elena, Tristán de Cunha y Bouvet.

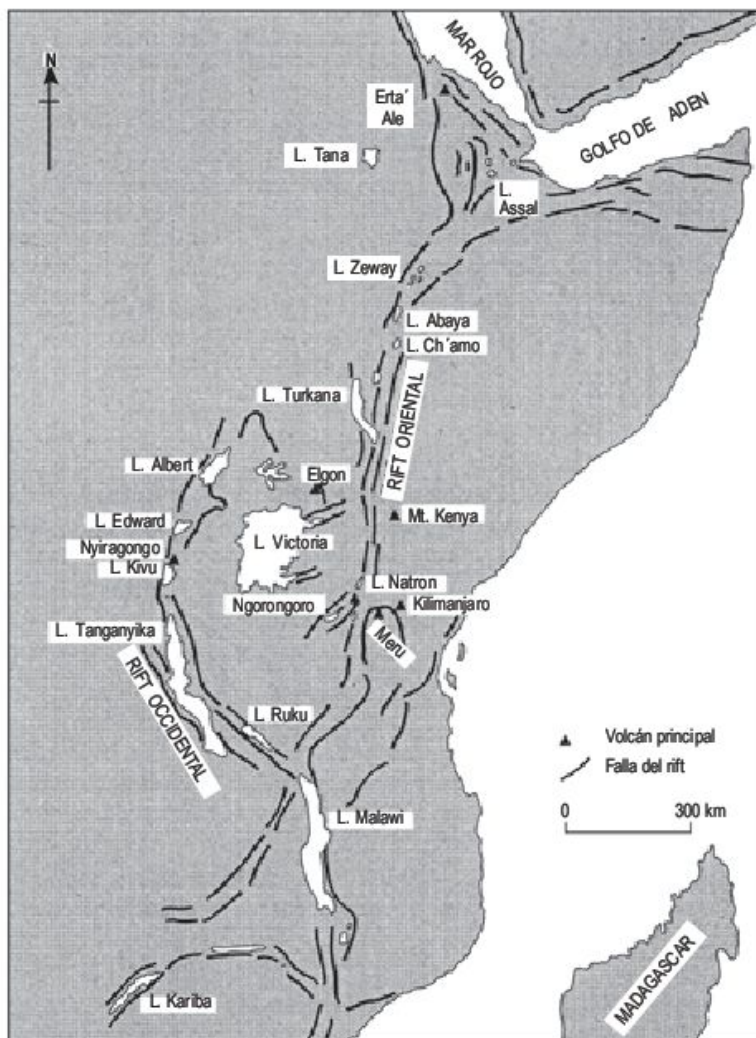
Los volcanes intraplaca tipo rift valley se localizan fundamentalmente en África oriental (Fig. 4.5). Este rift agrupa un conjunto de lagos alargados, que se sitúan básicamente entre las fosas (Turkana, Nakuru (Fig. 4.6), Alberto, Kivu, Tanganika, Malawi). Al Este y en relación con la dinámica del rift valley se localizan Monte Kenia (5.194 m) y Kilimanjaro (5.895 m), los grandes volcanes africanos, a unos 100 km de los márgenes del rift (Nyamweru, 1980).

En los bordes convergentes o destructivos, las placas se hunden una bajo la otra, en la denominada **zona de subducción**, que se caracteriza por fosas oceánicas profundas y cadenas de volcanes sobre la placa cabalgante. Se estima que el 80% de los volcanes activos se encuentran en zonas de subducción (Clapperton, 1997). El cinturón volcánico circumpacífico se denominó hace tiempo «*Cinturón de Fuego*», lo que indicaba la frecuencia y peligrosidad de las erupciones. También en estos límites se sitúa la «*línea andesítica*», denominada de esta manera por la composición predominante de los magmas (Holmes, 1965). No obstante, la composición de los magmas de esta franja es variable y no todas las erupciones son violentas. En la tectónica de placas se propuso la denominación de series volcánicas orogénicas a las situadas en los bordes convergentes (Ringwood, 1974; Perfit y Davidson, 2000) (Fig. 4.7). Los volcanes van acompañados por terremotos, que se localizan en la zona de Benioff hasta más de 600 km de profundidad. En esta zona de subducción la cantidad de litosfera reciclada en el manto equilibra el volumen creado en los márgenes de las placas divergentes.



**FIGURA 4.4** Perfiles batimétricos de dorsales mesoceánicas con diferentes velocidades de extensión. Los perfiles de mayor velocidad corresponden al Pacífico suroriental y los de menor velocidad son los del norte de la dorsal mesoatlántica (Perfit y Davidson, 2000).

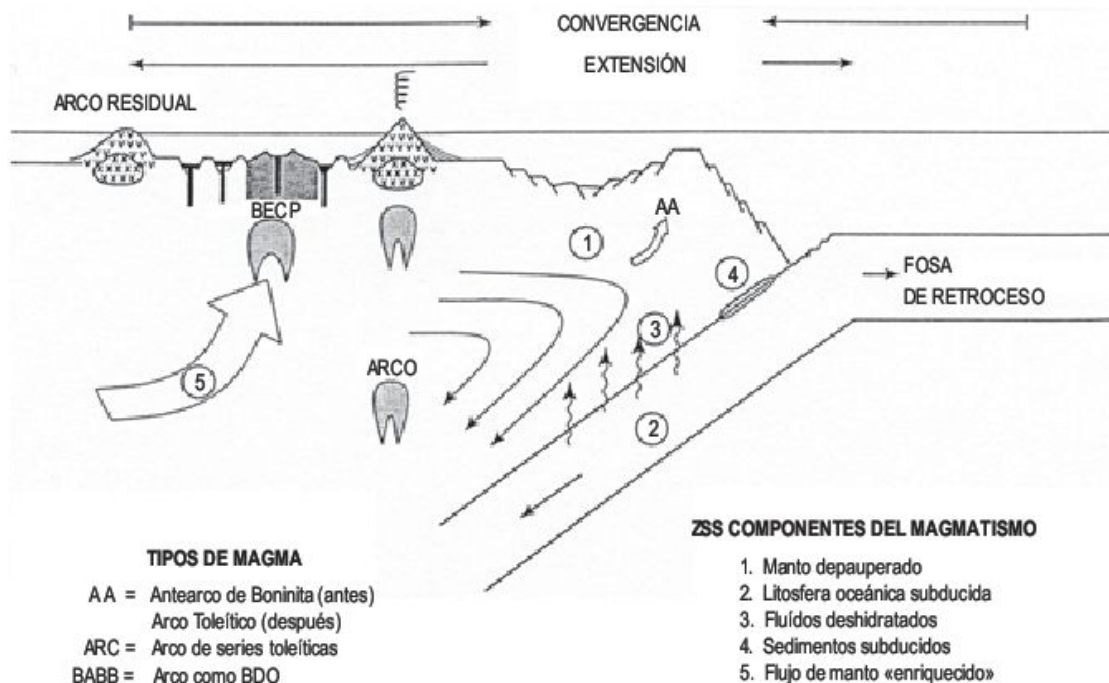




**FIGURA 4.5** Principales lagos, rift valleys y volcanes del sistema del rift de África oriental (Francis, 1993).



**FIGURA 4.6** Lago Nakuru, rift valley Gregory. Kenia.

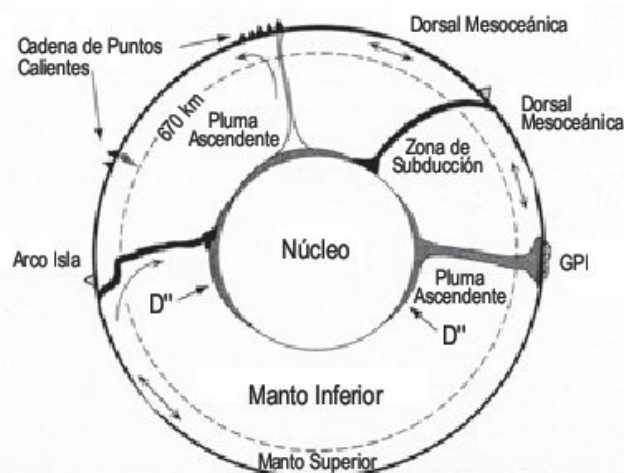


**FIGURA 4.7** Sección esquemática de un margen convergente intraoceánico, en el que se indican las principales características tectónicas y volcánicas. Las flechas y las áreas sombreadas representan lugares de formación de magma en ambientes tectónicos diferentes bajo el antearco, arco activo y postarco. Los componentes potenciales que contribuyen al magmatismo de la zona de supra-subducción (ZSS) se enumeran de 1 a 5. ZSS = zona de supra-subducción. BZPA = Basaltos de la zona postarco (Hawkins, 1995).

El margen del Océano Pacífico tiene una gran cantidad de volcanes y muchos de ellos son activos: Kamchatka, Japón, Filipinas, Célebes, Nueva Guinea, Nuevas Hébridas y Samoa en el Pacífico Occidental y Aleutianas, Cadena de las Cascadas en Canadá y Estados Unidos, Parícutín, Irazú, Andes y Monte Burney en el Pacífico Oriental.

El volcanismo intraplaca debe su actividad a **plumas mantélicas** en las que el magma asciende como corrientes calientes o «plumas» (Sparks, 1993), formando volcanes en la superficie terrestre (Wilson, 1963) a partir de «hot spots» (puntos calientes). Este tipo de volcanes podemos encontrarlo tanto en placas continentales como oceánicas (Fig. 4.8). El ejemplo más característico de volcanismo de intraplaca oceánica son las Islas Hawaii que se encuentran a miles de kilómetros de los límites de las placas más próximas. Las Islas Azores, Ascensión, Canarias y Cabo Verde, al encontrarse apartadas del rift oceánico se interpretan, por muchos autores, como originadas por plumas mantélicas. Los trabajos realizados señalan que los puntos calientes se encuentran en el manto, desde donde ascienden a la superficie.

En la intraplaca continental, las plumas mantélicas producen una gran variedad de rocas. Este es el caso de los macizos volcánicos del Sahara central, que superan los 3.000 m de altura (Hoggar en Argelia y Tibesti en el Chad). Este volcanismo terciario ha tenido lugar en la corteza continental y ha producido una fusión parcial y asi-



**FIGURA 4.8** Esquema en el que se indica la hipótesis de la litosfera oceánica reciclada en el manto y origen de las plumas mantélicas desde la capa sísmica D'' al límite manto-núcleo. Este modelo está basado en imágenes de tomografía del interior de la Tierra, fundamentado en estudios sísmicos. Las características y las profundidades están sin escala. La potencia de la capa D'' está muy exagerada. Las grandes provincias ígneas (GPI) se pueden formar por un voluminoso volcanismo asociado con el choque de la cabecera de una pluma ascendente sobre la base de la litosfera. Las cadenas de puntos calientes pueden originarse o a partir de plumas poco profundas desde la discontinuidad de 670 km o por un continuo ascenso de profundas plumas de la base del manto (Perfit y Davidson, 2000).



milación de rocas continentales, que traen consigo una erupción de rocas con amplios contenidos de sílice y alcalinos.

Las lavas producidas por magmas basálticos en el continente son los **basaltos de meseta** (*flood basalts*) que han sido funcionales durante largos periodos de la historia de la Tierra. Los investigadores les dedicaron poca atención hasta que se publicó el volumen especial sobre los mismos (Macdougall, 1988). Estos basaltos son predominantemente toleíticos, aunque en el Decán (Norte de la India) son alcalinos y tienen en general una edad cretácica. Ocupan en diferentes partes del globo terráqueo extensiones de miles o cientos de miles de  $\text{km}^2$ , como en el Paraná (Brasil) de edad Jurásico-Cretácico y con más de  $750.000 \text{ km}^2$  (Fig. 4.9), Río Columbia (Noreste de Estados Unidos), Karroo (África del Sur), Siberia y otros afloramientos que ocupan una superficie menor. Se trata de apilamientos de lavas y piroclastos, pudiendo alcanzar varios miles de metros de potencia rellenando *paleorreliieves*. La erosión diferencial da lugar a laderas escalonadas (*trap*).



**FIGURA 4.9** Basaltos de meseta. Basaltos del Paraná. Cataratas de Iguazú.

## 4.3

## El magma y la actividad volcánica

Los magmas silicatados son químicamente muy complejos y constan de grupos de silicatos en los que se combinan una gran cantidad de elementos. Se diferencian tres factores que influyen en las temperaturas de fusión y solidificación de los magmas: composición, presión y contenido de volátiles. La temperatura de fusión desciende a medida que la composición de la roca se hace más ácida (más silícea y menos rica en silicatos de hierro y magnesio). El magma a altas presiones (profundidades) funde a temperaturas más altas que a presiones bajas. La temperatura de fusión desciende a medida que aumenta el contenido de volátiles (Francis, 1973).

La cristalización de un magma puede comenzar en el interior de la Tierra con la formación de fenocristales, que son los minerales de mayor punto de fusión (olivino y piroxenos en magmas basálticos). Los volátiles se miden por diferentes técnicas y son:  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ , Cl, F, CO y otros. Juegan un papel predominante en la erupción de los magmas, de tal modo que cada magma basáltico de las dorsales oceánicas contiene por lo general menos del 0,5% de agua, mientras que un magma riolítico tiene un 4-5%. Por otra parte, los volátiles son de baja densidad y por

consiguiente, se concentran hacia el techo de la cámara magmática y son los que primero erupcionan (Decker y Decker, 1998).

Un concepto muy importante en volcanología es el de **viscosidad** que describe la «pereza» de un fluido o su resistencia a moverse. Los magmas se hacen más viscosos cuando se enfrían y, así, los magmas riolíticos incrementan su viscosidad ocho veces cuando pasan de  $1.300^\circ\text{C}$  a  $600^\circ\text{C}$ . Los magmas basálticos se solidifican a unos  $1.000^\circ\text{C}$  y la disminución de viscosidad es muy marcada (Chester, 1993).

La actividad volcánica se puede clasificar en función de su **explosividad**. Ésta se expresa como el porcentaje de material fragmentario con respecto a todo el producto volcánico emitido y si se calcula para una zona volcánica puede utilizarse para comparar una región volcánica con otra (Rittmann, 1962). Así, Indonesia tiene índice de explosividad de un 99%, el Sur de Italia (40%), Islandia (39%) y el Océano Pacífico Central (3%). Otro índice de explosividad es el propuesto por Newhall y Self (1982). Consiste en la relación entre el volumen total de los productos emitidos y la altura de las columnas eruptivas (Tabla 4.1).



**TABLA 4.1** Tamaño y frecuencia de las erupciones volcánicas. IEV = Índice de Explosividad. A medida que aumenta el IEV la erupción pasa de estromboliana a pliniana (Newhall y Self, 1982; Simkin y Siebert, 1996).

EV	Volumen de piroclastos de caída m <sup>3</sup> (km <sup>3</sup> ), con ejemplo	Altura en km de la columna de erupción	Descripción general	Frecuencia esperada
0	Menor de 10 <sup>4</sup>	Menor de 0,1	No explosiva	Varias por año
1	10 <sup>4</sup> -10 <sup>6</sup>	0,1-1	Pequeña (Estromboliana)	Varias por año
2	10 <sup>6</sup> -10 <sup>7</sup>	1-5	Moderada (Estromboliana)	10 cada año
3	10 <sup>7</sup> -10 <sup>8</sup> Nevado del Ruiz, 1985	3-15	Moderada-grande (Subpliniana)	2 cada año
4	10 <sup>8</sup> -10 <sup>9</sup> (10 <sup>-1</sup> -1) Galunngung, 1982	10-25	Grande (Pliniana)	4 cada década
5	10 <sup>9</sup> -10 <sup>10</sup> (1-10) Mt St. Helens, 1980	Mayor de 25	Muy grande (Pliniana)	5 cada siglo
6	10 <sup>10</sup> -10 <sup>11</sup> (10-10 <sup>2</sup> ) Krakatoa, 1883	Mayor de 25; efecto climático	Gigante (Pliniana)	2 cada 300 años
7	10 <sup>11</sup> -10 <sup>12</sup> (10 <sup>2</sup> -10 <sup>3</sup> ) Tambora, 1815	Mayor de 25; efecto climático	Colosal (Ultraplíniana)	1 cada 1.000 años
8	Mayor de 10 <sup>12</sup> (mayor de 10 <sup>3</sup> ) Toba, hace 74.000 años	Mayor de 25; efecto climático	Supererupción (Ultraplíniana)	1 cada 100.000 años

## 4.4 Tipos de actividad volcánica

Las erupciones volcánicas son difíciles de clasificar, puesto que frecuentemente cambian sus características durante el desarrollo de las mismas. Unas pueden durar escasos días y otras meses o años. Además el tipo de actividad que muestran puede variar a lo largo del tiempo, de modo que resultan procesos complejos cuya clasificación implica una cierta simplificación.

Una clasificación simple es la división de **central**, **areal** y **fisural**. En el volcanismo central las emisiones surgen por un conducto o chimenea. Algunos volcanes de tipo central han emitido sus productos a través de los cráteres de cumbre, como el Fujiyama. Otros, como el Etna, presentan numerosos puntos de emisión en sus flancos, denominados bocas o conductos satélites (Chester *et al.*, 1985). El volcanismo areal, también conocido como volcanismo poliorificio, se caracteriza por la carencia de centros de erupción localizados en puntos concretos durante mucho tiempo. Las emisiones son de lavas y piroclastos, que se apilan para formar parte del conjunto de pequeños edificios volcánicos. Las estructuras volcánicas individuales tienden a ser de tamaño pequeño, en general menos de 450 m de altura.

Las erupciones fisurales se producen cuando el magma rellena grietas de gran longitud y posteriormente se produce la emisión superficial (Rittmann, 1962) (Fig. 4.10).

**FIGURA 4.10** Conos volcánicos de erupción fisural (Rittmann, 1962).





No se confinan a áreas determinadas, sino que comienzan por una fisura con grandes cortinas de emisiones basálticas, que pueden reducirse a distintos centros de emisión en relación con la fisura (Islandia y Hawái). Cuando la emisión cesa y la roca se solidifica en la fisura se forma un dique.

Aparte de carácter central, areal o fisural de las erupciones, hay que tener en cuenta el tipo o tipos de actividad que presentan las mismas, controlados por los factores an-

tes citados: composición, temperatura y contenido en volátiles, los cuales, a su vez, determinan la viscosidad del magma y su grado de explosividad. Aparte del contenido en volátiles propio del magma, existen erupciones en las cuales el material fundido entra en contacto con agua contenida en la corteza, dando lugar a erupciones **hidrovolcánicas** o freáticas (por ejemplo, en zonas próximas al mar o con acuíferos importantes). Las erupciones muy violentas tienen con frecuencia un componente hidrovolcánico.

## 4.5 Principales tipos de erupciones volcánicas

Como hemos visto, los factores determinantes de las erupciones pueden presentar una gran variabilidad, que incluso se manifiesta en su desarrollo temporal. Holmes (1944) propuso una clasificación basada en los grados de violencia eruptiva (Fig. 4.11). No obstante, en muchos tipos de erupciones se ha observado que se han producido diferentes tipos de erupción durante su desarrollo, lo que señala la complejidad en las emisiones de los volcanes y la simplificación que una clasificación de este tipo implica.

### 4.5.1 Erupciones islándicas

Se caracterizan por la emisión de basaltos fluidos a lo largo de fracturas originadas por la distensión del rift mesoceánico (Fig. 4.12), debido a la divergencia de las Placas norteamericana y euroasiática. Los volcanes se presentan en series alargadas (Fig. 4.11). No todas las fisuras (denominadas localmente *gjá*) han producido erupciones superficiales (Fig. 4.13), aunque el magma la rellena en profundidad. Las fisuras suelen ser de vida breve y su desarrollo comienza con emisiones basálticas con algunos gases, en las que la lava fluye rápidamente construyendo llanuras de lava. Finalmente, la erupción se hace más débil y decae lentamente. El volcán más conocido en Islan-



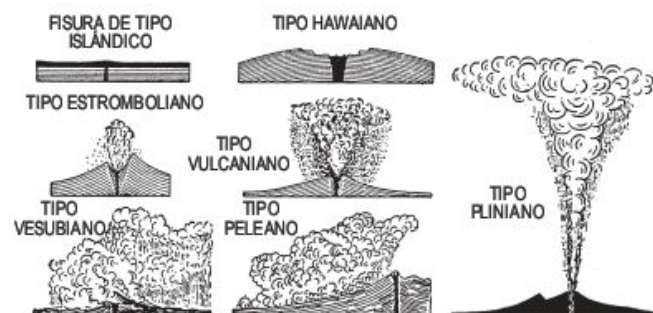
**FIGURA 4.12** Típico rift islándico y conjunto de fracturas (sin escala) (Scarth, 1994).

dia es el Lakagigar, cuya erupción de 1783 fue la más importante y calamitosa. El volcanismo sigue activo, como lo demuestra la erupción de Helgafell en 1973. Las coladas de dicha erupción se detuvieron al borde del pueblo de Heimaey (Fig. 4.14) y afectaron parcialmente al puerto de Vestmannaeyjar, el más importante puerto pesquero de Islandia (Bullard, 1976). Las erupciones fisurales de la Isla de S o Jorge en las Azores son otro ejemplo de erupciones islándicas.

La sucesión de coladas de ese tipo a lo largo de un periodo dilatado dio lugar en épocas geológicas pasadas a los basaltos de meseta (*flood basalts*), que ocupan en la actualidad grandes extensiones y han sido descritos con anterioridad.

### 4.5.2 Erupciones hawaianas

Las Islas Hawaii están en el centro del Pacífico y están construidas por erupciones basálticas. En estas islas también se reconocen erupciones fisurales, aunque las que dominan son emisiones de lava de tipo central. El origen de



**FIGURA 4.11** Principales tipos de erupciones volcánicas (Holmes, 1944).





**FIGURA 4.13** Grieta o corredor de distensión. Dorsal Mesoatlántica. Pingvellir (Islandia). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 4.14** Coladas basálticas de la erupción de 1973 afectando al puerto y a las casas del pueblo Heimaey (Islas Vestmann, Islandia). Foto F. Gutiérrez.

las islas se debe a los apilamientos sucesivos que inicialmente formaron montes submarinos (*seamounts*) y posteriormente emergieron en superficie dando lugar al archipiélago. Las erupciones son de basalto de baja viscosidad y van acompañadas de algunas explosiones pequeñas, debido al escaso contenido de volátiles. Las coladas discurren en superficie alcanzando zonas muy alejadas del centro de emisión y las topografías resultantes presentan inclinaciones de 3-5°. Los volcanes más importantes son Mauna Loa y Kilauea. En el primero se han reconocido 39 erupciones desde 1930 y en el segundo algo menos de 60.

Una peculiaridad de las Islas Hawaii es la existencia de **lagos de lava** de baja viscosidad y larga vida que constituyen una atracción turística. Aparecen anidados en cráteres y calderas. En el cráter del Halemaumau, en la caldera del Kilauea, se mantuvo un lago de lava durante cierto tiempo. Los lagos de lava pueden existir en volcanes de otros contextos geodinámicos. Por ejemplo, el lago de lava

del volcán Nyiragongo (Zaire) (Tazief, 1979), que ocupa el cráter de 1.200 m de diámetro y 1.000 m de profundidad, se vació rápidamente el 10 de enero de 1977 a través de un sistema de fisuras paralelas, situadas en el flanco del volcán. Fluyeron 10 millones de m<sup>3</sup> de lava en poco más de una hora, a velocidades de 100 km/hora con frentes de 2 m de altura. Este vaciado produjo entre 50 y 100 víctimas, así como importantes daños en la agricultura (Carracedo, 1988; Fischer *et al.*, 1997).

### 4.5.3 Erupciones estrombolianas

Su denominación procede del volcán de la Isla Stromboli, al norte de Sicilia. La actividad suele ser intermitente y de corta duración, con moderadas explosiones que emiten piroclastos a cientos de metros de altura junto con lavas predominantemente basálticas. Las explosiones son de similar intensidad y sus conos no suelen exceder de 250 m



de altura. Estromboli es un estratovolcán que se ha elevado unos 3.000 m desde el fondo del mar, por la acumulación de lavas y piroclastos.

El Parícutín (Méjico) es otro ejemplo de volcán estromboliano, así como el Etna (3.345 m, Sicilia) que entró en erupción diez veces en el periodo 1974-1993. Tiene numerosos puntos de emisión en los flancos del volcán y los depósitos volcánicos constan de una alternancia de lavas y piroclastos. La erupción de 1993 afectó a casas instaladas en sus flancos (Fig. 4.15). El volcán Pacaya (Guatemala) es incluso más activo que el Etna (Francis, 1993).

#### 4.5.4 Erupciones vulcanianas

Deben su nombre al volcán de la isla Vulcano, situado en las Islas Lípári, al norte de Sicilia. Se caracteriza por una gran actividad explosiva, más importante que la estromboliana. El material fragmentario consta de cenizas, lapillis y bombas, mientras que las coladas son de composición riolítica, traquítica o andesítica, correspondientes a magmas de gran viscosidad. La emisión de columnas de erupción de piroclastos y gases suele ser violenta y pueden elevarse 10-20 km. Las erupciones son intermitentes con largos periodos de reposo, del orden de un siglo y las fases de actividad suelen durar varios meses. Los materiales lávicos emitidos suelen alcanzar una extensión limitada.

En el periodo 1963-1965 el volcán Irazú (Costa Rica) tuvo una gran actividad, sin emisiones de lavas pero con importantes erupciones de ceniza. En 1968 el material fragmentario describió trayectorias balísticas que llegaron a alcanzar velocidades de 600m/seg (Morrissey y Martin, 2000). También son de este tipo de erupción los volcanes Sakurajima y Asama, ambos del Japón, y también el volcán Ngauruhoe (Nueva Zelanda) que entró en erupción en 1975 con explosiones de un magma andesítico.

#### 4.5.5 Erupciones vesubianas

Representan un tipo de actividad más violenta que las erupciones estromboliana y vulcánica (Holmes, 1944; Ollier, 1969a; Bullard, 1976). Recibe el nombre del volcán Vesubio, en la Bahía de Nápoles. La erupción catastrófica del mismo sepultó las ciudades de Pompeya y Herculano el 24 de agosto del año 79 d.C. (Fig. 4.16). La primera era una ciudad de 20.000 habitantes situada 10 km, al suroeste del volcán y durante la erupción, que duró dos días, perecieron la mayoría de sus habitantes. Plinio el Joven, que vivió esta erupción, hizo una descripción detallada de la misma. La emisión de grandes columnas de gases y piroclastos dio lugar a la caída de estos materiales a modo de lluvia («lluvia pliniana»), acumulando espesores del orden de 5 m que prácticamente sepultaron ambas ciudades, situadas en los flancos del volcán. Ese enterramiento prácticamente instantáneo de las ciudades permitió la conservación de las mismas y con numerosísimos objetos propios de la vida cotidiana. En el siglo xv se iniciaron las excavaciones arqueológicas, que continúan en la actualidad, y han permitido conocer con gran detalle la forma de vida de los romanos de la época (Fig. 4.17).

#### 4.5.6 Erupciones peleanas

Su nombre procede de Montagne Pelée (Isla de la Martinica) (Fig. 4.18), un volcán situado en el centro del arco de las Pequeñas Antillas. La ciudad de Saint Pierre, de 28.000 habitantes, era la principal población de la isla y está situada 7 km al sur del volcán. La erupción del 7 de mayo de 1902 sigue siendo famosa y fue descrita con gran detalle por el petrólogo francés Lacroix (1904) que la estudió en los días de su actividad.



**FIGURA 4.15** Casas afectadas por las coladas de la erupción de 1993 del volcán Etna (Sicilia, Italia). Foto F. J. Gracia.



**FIGURA 4.16** El Vesubio en 2004. En primer término, ruinas de Pompeya en las que se han excavado las cenizas volcánicas que la sepultaban.



**FIGURA 4.17** Hombre dormido. Ruinas de Pompeya, conservado bajo una capa de cenizas emitidas por la erupción del Vesubio del año 79 d.C.



**FIGURA 4.18** La cima del Mont Pelée cubierta de nubes y a su pie la ciudad de Saint Pierre (Isla Martinica, Pequeñas Antillas).



El Mont Pelée (1.397 m), antes de su erupción destructiva, había comenzado su actividad por temblores, erupciones freáticas y pequeñas nubes de cenizas y el 8 de mayo de 1902 la erupción explosiva lanzó ladera abajo una **nube ardiente** que en dos o tres minutos arrasó por completo la ciudad de St. Pierre. Las nubes ardientes constan de fragmentos sólidos (grandes bloques mezclados con polvo fino) que deslizan por gravedad ladera abajo (Fig. 4.19).

Los gases a altas temperaturas se elevan transportando grandes cantidades de polvo con ellos, formando una nube turbulenta de hasta 30 km de altura. En el caso de Mont Pelée, esta nube alcanzó una velocidad de 200-500 km/hora y una temperatura entre 200 y 450 °C (Scarth, 1994). En el Museo de Mont Pelée se pueden ver manojos de clavos y tijeras fundidos parcialmente y unidos, lo que indica aproximadamente la temperatura de la nube ardiente, algo superior a la de fusión del hierro. El 20 de mayo tuvo lugar una segunda nube ardiente sobre St. Pierre.

En noviembre de 1902 una gran aguja de lava solidificada comenzó a elevarse por encima del cráter, empujada por la presión de los gases en el magma, creciendo unos 10 metros por día y alcanzando en mayo de 1903 una altura de 310 metros (Francis, 1993). Esta aguja fue destruida en una erupción posterior en 1929.

#### 4.5.7 Erupciones plinianas

Deben su nombre a Plinio el Joven, que murió en la erupción del Vesubio del año 79 d.C. y describió con detalle la actividad del volcán. Estas erupciones son una de las más violentas de toda la actividad volcánica, si bien no son demasiado frecuentes (Williams y Self, 1983). Algunos ejemplos reciente son: Mount St. Helens, Estados Unidos, (1980), El Chinchón, Méjico, (1982) y Pinatubo, Filipinas, (1991). En este tipo de actividad se expelen hacia la atmósfera cenizas finas y pómez de composición ácida; la columna puede alcanzar 45 km de altura y caen en «forma de lluvia». A final de la erupción emiten lavas. Las cenizas se pueden depositar a cientos de km del volcán, mientras que el polvo más fino se moviliza por las corrientes estratosféricas, que circundan el globo terráqueo. Así, el polvo emitido en la erupción que generó la caldera de Krakatoa (1883) se recogió en numerosos lugares del mundo. El tiempo álgido de estas erupciones suele ser de unos dos días. Algunas erupciones de este tipo suelen alcanzar dimensiones mayores que las anteriores y se denominan ultraplinianas (Walker, 1980).



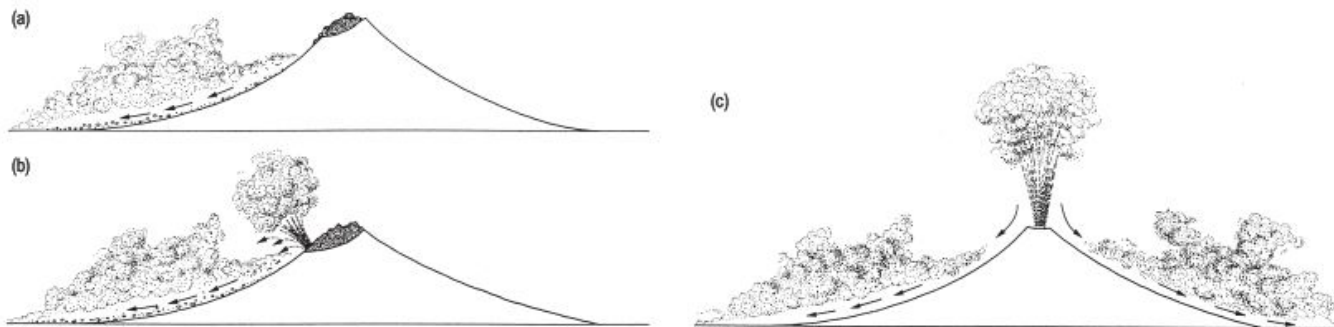
**FIGURA 4.19** Las ruinas constituyen el testigo de la catastrófica erupción Mont Pelée el 8 de mayo de 1902, donde murieron unas 25.000 personas.

## 4.6 Nubes ardientes y flujos piroclásticos

A diferencia de las lluvias piroclásticas de tipo pliniano, las nubes ardientes y flujos piroclásticos tienen un movimiento con un componente horizontal importante. Se trata de suspensiones gaseosas densas, en las que se mez-

clan partículas sólidas de distintos tamaños y gotas de lava fundida, a cientos de grados de temperatura y que pueden circular a velocidades de cientos de km por hora (Fig. 4.20).





**FIGURA 4.20** Tres mecanismos de generación de nubes ardientes. (a) Colapso gravitacional simple de un domo o colada sobre un volcán. (b) Rotura explosiva de un domo de lava en crecimiento. (c) Colapso de la columna de erupción (modificada de Francis, 1993).

En algunos casos, se producen por colapso de domos o agujas de lavas muy viscosas y ricas en gases (como el Merapi, en Indonesia, o el Mont Pelée, en las Antillas francesas) y fluyen ladera abajo adaptándose a la topografía. En algunos casos han generado deltas de piroclastos en el Mar Caribe. En otros casos, son consecuencia del colapso de columnas eruptivas y forman oleadas basales (*base surges*) de

forma anular, que recuerdan a los anillos que se producen en la base de los «hongos» de las explosiones atómicas. Estas orlas u oleadas basales tienen un movimiento de tipo radial a partir de la columna eruptiva y pueden ser muy destructivas, como en la Soufrière de la Isla de St. Vincent (Pequeñas Antillas).

## 4.7

## Erupciones hidrovolcánicas

Estas erupciones se producen cuando los materiales volcánicos incandescentes se ponen en contacto con el agua de varias formas: cuando llegan al mar o a un lago o alcanzan el nivel freático. El fuerte contraste de temperatura produce la vaporización casi instantánea del agua, con la consiguiente expansión brusca del vapor, lo que origina fuertes explosiones.

### 4.7.1 Erupciones subacuáticas

Una gran parte de las erupciones volcánicas tienen lugar bajo el mar. El agua marina ejerce una presión elevada sobre los puntos de emisión, de tal forma que a pequeñas profundidades se producen explosiones con piroclastos. Las lavas basálticas al enfriarse se solidifican bajo la forma de **lavas almohadilladas** (*pillow lavas*), que en su parte externa presentan una corteza solidificada. Continuas erupciones a lo largo del tiempo dan origen a islas en las dorsales mesoceánicas, como la Isla de Surtsey, al sur de Islandia, que se formó entre 1963 y 1967 y también en arcos insulares, como la Isla Kick'en Jenny, al sur de las Pequeñas Antillas. Otros ejemplos lo constituyen las islas intraplaca como las Hawaii. La rápida solidificación de la lava en medios subacuáticos da lugar a la formación de vidrio volcánico (lava solidificada no constituida por mine-

rales, sino por materiales amorfos), conocido como **hialoclastita**. Este vidrio es frecuente en el espacio que queda entre los almohadones (*pillows*) que forman las lavas almohadillas. Las hialoclastitas también se forman en el fondo de lagos o bajo glaciares (Chester, 1993) (Fig. 4.21).

Este tipo de erupciones pueden localizarse en lagos dentro de cráteres, como el existente en el cráter del volcán de Irazú (Costa Rica, 3.432 m) (Fig. 4.22). Las erupciones son en estos casos más pequeñas y menos peligrosas para las personas. Algunos de estos volcanes, como el Poas en Costa Rica (Fig. 4.26) emiten gases sulfurosos y las aguas del lago alcanzan pH < 1. Con los aguaceros tropicales las emisiones azufrosas producen lluvias ácidas.

### 4.7.2 Erupciones freáticas

Cuando un conducto interacciona con el agua existente en el freático se producen violentas explosiones que desprenden vapor y roca encajante fragmentada. Las erupciones freatomagmáticas expelen también magma y en algunos casos la proporción de fragmentos supera al 90%. Las cenizas finas son arrastradas por el viento. En el distrito de Eifel (este de Alemania) se distinguen unas morfologías volcánicas denominadas **maars**, que son grandes depresiones cerradas y cráteres de 100-3.000 m de anchura y





**FIGURA 4.21** Niveles de hialoclastitas. Montaña Amarilla. Tenerife.



**FIGURA 4.22** Lago instalado en el cráter del volcán Irazú (3.432 m). Costa Rica. Foto F. Gutiérrez.

10-500 m de profundidad, que en número de 72 salpican la región y contienen lagos en su interior. Destacan sobre el nivel general del terreno y están constituidas fundamentalmente por un anillo de fragmentos y lavas cuyas laderas se inclinan 10-15° en la parte externa del cráter, mientras las internas son abruptas. Tienen un origen hidrovulcánico, en el que el magma basáltico entró en contacto con aguas freáticas en valles de ríos y depresiones. Las diferentes morfologías de los maars resultan una combinación de actividad explosiva y subsidencia (Sheridan y Wohletz, 1981 y 1983).

En los estudios de los testigos de sondeos del Lago Grande de Montichio, al Este de Nápoles (Watts *et al.*, 1996) se han obtenido buenos resultados palaeoclimáticos. Lo mismo se espera de los sondeos realizados en el maar de Fuentillejo, Laguna de las Posadillas, en el campo volcánico de Calatrava (Ciudad Real) (Vegas *et al.*, 2004), donde se han alcanzado 142,4 m de profundidad.

### 4.7.3 Erupciones subglaciares

Son erupciones que tienen lugar bajo un casquete de hielo y la fusión parcial del mismo puede dar origen a importantes inundaciones. Cuando el casquete tiene poco espesor las emisiones bajo el hielo producen con facilidad la fusión del techo y la erupción se convierte en subaérea. Cuando el espesor es importante se origina un lago interno producto de la fusión y las emisiones son subacuáticas, produciéndose *pillow-lavas* que se van apilando, y pueden dar lugar a explosiones piroclásticas en el lago somero, debidas a la interacción del magma ascendente con el agua, creándose una sobrepresión que puede ayudar a destruir la bóveda de hielo. Las sucesivas emisiones de carácter subaéreo crean apilamientos de material volcánico que toman la forma de cerros aplanados o **tuyas** (Fig. 4.23) (Mathews, 1947) tal como se las denomina en la Columbia Británica.



**FIGURA 4.23** Tuya originada como consecuencia de erupciones subglaciares. Mývatk (Islandia). Foto. F. Gutiérrez.

Debajo del casquete de meseta de Vatnajökull (Islandia) se encuentra el volcán Grimsvotn, que normalmente drena por sus flancos. Cuando tiene lugar una erupción se funde el hielo y se producen enormes inundaciones, llamadas allí

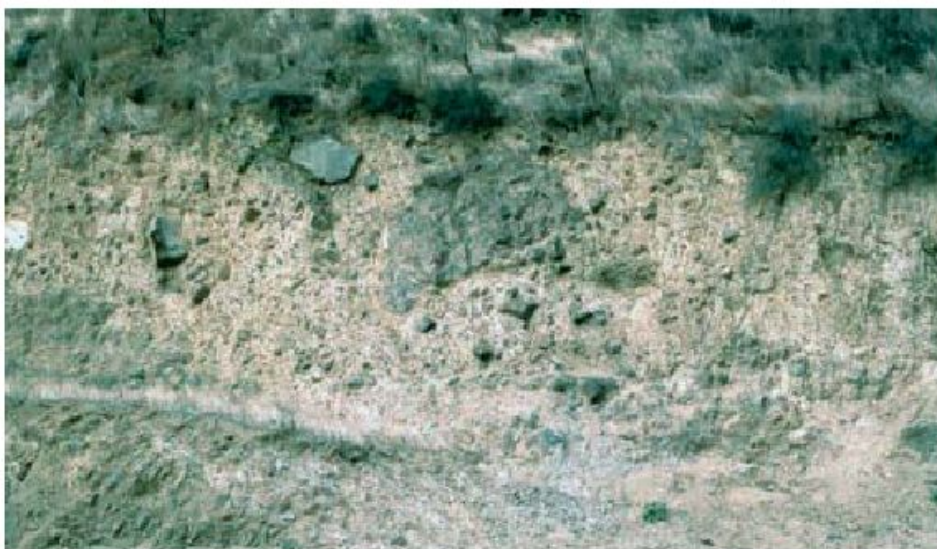
**jökulhaups**, con caudales que se aproximan a los del Amazonas. Poseen un gran poder erosivo y de transporte y son la causa fundamental del origen de las llanuras de arena y grava, conocidas como **sandar**.

## 4.8

## Avalanchas de rocas y lahares

Algunas erupciones originan gigantescas explosiones que traen consigo la voladura de parte del edificio volcánico, tal como se produjo en la erupción del Mount St. Helens (noroeste de Estados Unidos) de mayo de 1980. Estas **avalanchas** de rocas se caracterizan por una baja fragmenta-

ción, potentes acumulaciones y una moderada dispersión. El volcán donde se han generado más importantes avalanchas es el Socompa, en el Desierto de Atacama (Chile). El anfiteatro originado en el St. Helens tiene 30°, mientras el del Socompa alcanza los 70° (Francis *et al.*, 1985). La



**FIGURA 4.24** Afloramientos de lahar caracterizado por una gran heterometría. St. Pierre (Isla de la Martinica, Pequeñas Antillas).





**FIGURA 4.25** El volcán La Soufrière en mayo de 1994. Isla de Guadalupe (Pequeñas Antillas).

hiperaridez del área conserva en muy buen estado los depósitos, por lo que constituye un excelente lugar para el estudio de los depósitos de avalancha.

Estos colapsos se pueden producir por erupciones magmáticas, otros por explosiones no magmáticas como las freáticas y finalmente, los denominados «fríos» que se deben a una fuente de actividad sísmica.

Otro tipo muy distinto de avalanchas son los **lahares**. La palabra lahar procede de Java, aunque algunos investigadores utilizan las denominaciones de *debris flow* (colada de detritos) o *mud flow* (colada de barro) para definir estos depósitos. Los lahares están compuestos por cenizas volcánicas y agua, y se pueden reconocer varios tipos de materiales y grandes bloques (Fig. 4.24) (Tazieff y Derrouau, 1990). El agua puede ser de lluvia o bien de fusión de nieve o hielo causada por una erupción, como ocurrió

en 1985 en el Volcán Nevado del Ruiz (Colombia). La velocidad que alcanzan los lahares es función del contenido de agua y de la pendiente por la que discurren y sobrepasan en ocasiones los 100 km/hora. Los lahares que sepultaron la ciudad de Armero, procedentes de las laderas del Volcán Nevado del Ruiz, alcanzaron velocidades de 60 km/hora y produjeron la muerte de más de 22.000 personas (Voight, 1990). Los habitantes se pudieron haber salvado con un sistema de alarma simple. En épocas recientes los lahares resultantes de la erupción del 8 de julio del volcán La Soufrière (Isla de Guadalupe) (Fig. 4.25) no fueron muy destructivos, mientras que los del Nevado del Ruiz y Mount St. Helens se caracterizaron por las grandes distancias recorridas por los lahares de los ríos Lagunillas, North Fork Toutle y South Fork Toutle, respectivamente.

## 4.9

## Erupciones gaseosas e hidrotermales

Los gases volcánicos también pueden escapar sin explosiones por fisuras y conductos para formar fumarolas, solfataras y lodos hirvientes, sin ir acompañados de explosiones ni de emisión de lavas. En Camerún tuvo lugar el 21 de agosto de 1986 la emisión de dióxido de carbono (denominada mofeta) del Lago Nyos, en la que 1.742 personas perecieron. El origen del gas ha provocado numerosas discusiones.

Las **fumarolas** están constituidas por gases y vapor de agua a altas temperaturas que salen al exterior por pequeños conductos, por lo general inferiores a 10 cm (Fig. 4.26). Algunas fumarolas pueden alcanzar 1.000 °C y con fre-

cuencia superan los 100 °C. Son muy abundantes y en el Parque Nacional de Yellowstone se contabilizan miles de fumarolas. Cerca de Nápoles se denominan **solfataras**, con más de 29 conductos activos de los que escapan gases calientes de dióxido de carbono, dióxido de azufre y sulfuro de hidrógeno, así como lodo y vapor de agua. El azufre reacciona con el agua y produce ácido sulfúrico, elevando considerablemente la acidez del agua.

Los **geysers** son chorros de agua hirvientes que con periodicidad entran en funcionamiento. El nombre deriva de la región de Geysir (Islandia) (Fig. 4.27). Alrededor del conducto de salida se reconoce una orla de anillos esca-



**FIGURA 4.26** Fumarolas en el Volcán Poas (Costa Rica).



**FIGURA 4.27** Geysir en la que se aprecia la orla de geyserita. Strokkurveysir (Islandia). Foto F. Gutiérrez.

nados, constituidos por la precipitación de sílice disuelta (geyserita). Las áreas donde mejor se puede reconocer la actividad de los geysers se encuentran en el Parque Nacional de Yellowstone, Islandia y Waiotapu (Nueva Zelanda).

En varios países, se ha explotado la actividad hidrotermal para calefacción: Larderello (Italia), Sao Miguel (Islas Azores), Reykjavik (Islandia), China, Filipinas, Japón, Estados Unidos, etc.

## 4.10 Coladas de lava

Cuando el magma líquido alcanza la superficie se forman coladas de lava, las cuales fluyen sobre el relieve bajo la influencia de la gravedad. El tipo de flujo, la velocidad y la extensión que alcanzan las lavas depende de su composición química, contenido en volátiles, grado de cristaliza-

ción y temperatura, variables relacionadas entre sí y que condicionan la viscosidad. Esta, junto con el volumen emitido y el relieve sobre el que discurren, determinan la velocidad y alcance de las lavas. La extensión que alcanzan las coladas de lava individuales puede variar entre unas de-





**FIGURA 4.28** Frente ondulado de coladas de lava, que se dirigen hacia el complejo de la Cañadas. Llanos de Ucanca. Isla de Tenerife (Islas Canarias).

cenas de metros y decenas de kilómetros. En algunos casos fluyen a modo de ríos por cauces estrechos y si el volumen es suficientemente grande, pueden fosilizar relieves (Fig. 4.28). El tiempo de flujo de las coladas puede variar entre horas y semanas (en ciertos casos, como en Hawái o la erupción de 1730-36 de Lanzarote, un edificio volcánico que puede estar emitiendo coladas durante años).

Existen dos grandes grupos de lavas, que dan lugar a coladas de distinto tipo. Las lavas ácidas, ricas en sílice, de temperatura algo más baja y viscosidad alta, dan lugar a lavas que fluyen lentamente y alcanzan poca extensión. Las lavas básicas (sobre todo basálticas) pobres en sílice, de temperatura más elevada y menor viscosidad, originan coladas que pueden desplazarse a decenas de km/hora y recorrer distancias de decenas de km.

Las diferencias de comportamiento de las lavas durante su flujo, debido a las diferencias antes citadas, dan lugar a una gran diversidad de formas en superficie, muchas de las cuales revelan el carácter de alta viscosidad y deformable que estos materiales «sólido-líquidos» tienen.

La baja conductividad térmica de las lavas hace que en algunos casos se solidifique una costra externa, por cuyo interior fluye lava en estado líquido a mayor temperatura; puede verse incandescente a través de las grietas que se forman en dicha costra.

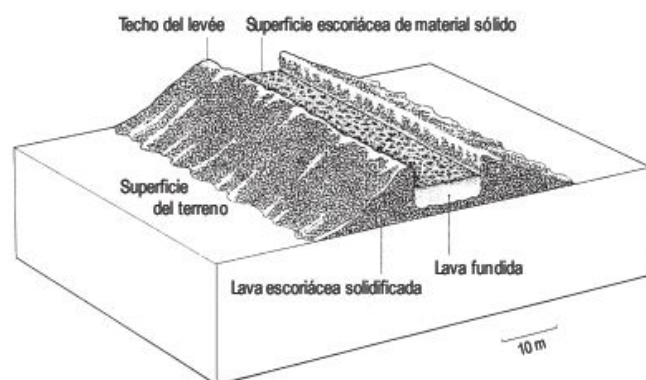
#### 4.10.1 Coladas basálticas

La lava basáltica surge en superficie a una temperatura de unos 1.200 °C. La colada puede desplazarse a 25-75 km/hora, pero estas cifras disminuyen al liberarse los volátiles y cuando se pone en contacto con la atmósfera más fría. En esta situación la colada se enfría superficialmente y se genera un conjunto de grietas. La lava interna aumenta su viscosidad y fluye más lentamente, al igual que el frente de la colada, y se necesitan varios días para que solidifique la parte interna. La colada puede tomar una forma

linguoides, sus bordes se enfrían y la lava se canaliza a caras inferiores, dejando unas paredes subverticales denominadas **levées**, que tienen morfología en cordón (Fig. 4.29).

Se diferencian dos tipos principales de lava basáltica, cuyos nombres de origen hawaiano son **aa** y **pahoehoe**. La primera es la lava más frecuente y presenta superficies rugosas y espinosas, sobre las que es difícil y peligroso transitar. Los grandes campos de lavas aa se conocen como **malpais** en las Islas Canarias (Fig. 4.30). Una variedad son las lavas en bloque, que se caracterizan por fragmentos individuales de 0,25-1 m. Parte del pueblo y puerto de Garrachico fueron sepultados en la erupción de 1706 por lavas en bloques (Fig. 4.31) que se derramaron por el cantil prelitoral y llegaron a la costa (Fig. 4.32) (Romero, 1990).

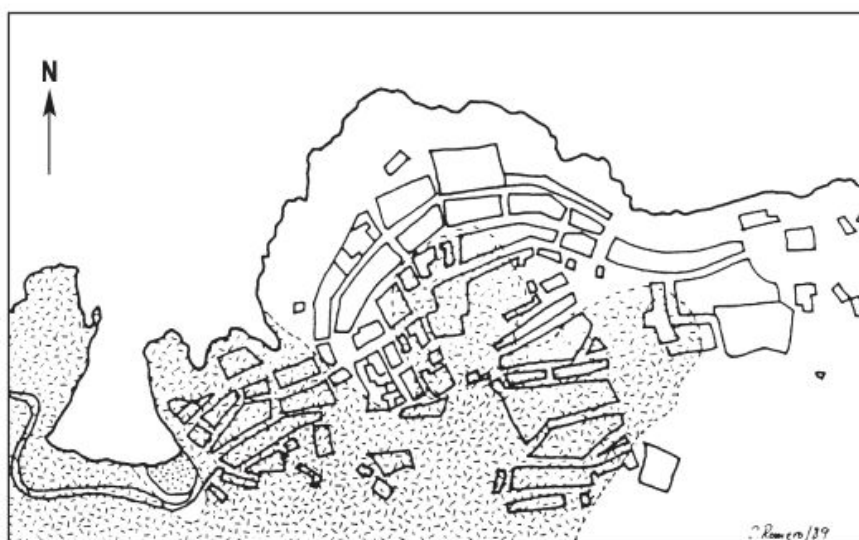
Las lavas pahoehoe son las menos viscosas de todas las lavas y, por consiguiente, forman estructuras fluidales. A diferencia de las lavas aa, su superficie suele ser lisa y suave. También al escapar el gas de la colada lentamente se producen muchas burbujas, que producen oquedades someras en superficie. La lava puede fluir en cuerpos cilíndricos.



**FIGURA 4.29** Bloque diagrama en el que se indica el origen de los levées (Francis, 1993).



**FIGURA 4.30** Extenso campo de lavas aa (malpais). Timanfaya. Isla de Lanzarote (Islas Canarias).



**FIGURA 4.31** Trazado más probable de las coladas de la erupción de 5 mayo-13 de junio de 1706. Villa de Garachico, Isla de Tenerife (Islas Canarias) (Romero, 1990).



**FIGURA 4.32** Lavas en bloques subredondeados, en las laderas que domina el puerto y la villa de Garachico. Isla de Tenerife (Islas Canarias).



dricos individualizados que se amontonan entre sí dando lugar a lavas «en tripa» (Fig. 4.33). Las lavas cordadas, cuyo nombre proviene del aspecto de maromas entrelazadas, son uno de los mejores exponentes de las lavas pahoehoe. Las lavas pahoehoe son tan plásticas que pueden abrazar a troncos de árboles que se carbonizan, quedando un molde como testigo (Bullard, 1976).

Muchas veces la diferencia entre lavas aa y pahoehoe es sutil y se ha observado que la lava pahoehoe puede cambiar a aa (Schmincke, 2004). Se estima que las lavas pahoehoe se originan a partir de magmas basálticos de baja viscosidad, mientras que las lavas aa se desarrollan en una amplia gama de composiciones. Por otra parte, Rowland y Walker (1990) indican que las lavas aa se forman cuando las tasas de emisión son mayores de 5-10 metros cúbicos por segundo.

Ya hemos indicado que el flujo interno de la colada basáltica pierde velocidad a medida que aumenta el es-

pesor de la costra solidificada que fluye como en un tubo. Si, al vaciarse el interior, se supera la resistencia de la bóveda del tubo lávico, se produce el colapso de la misma y se puede observar la trayectoria y longitud de la colada. Estas morfologías se denominan **jameos** en las Islas Canarias (Fig. 4.34) (Bravo, 1964a). Los sucesivos colapsos de la bóveda permiten seguir el trazado de la colada. Al observar las paredes de la bóveda, a veces encontramos **estalactitas** y en el fondo **estalagmitas** formadas por el goteo de lava solidificada. Estas últimas son más raras que las estalactitas.

Las lavas contenidas en los tubos lávicos tienen un elevado grado de confinamiento y presentan diversas estructuras formadas a consecuencia de la presión. Las más frecuentes son los abultamientos en superficie, denominados **túmulos**, que por lo general tienen algunos metros de altura y algunas decenas de diámetro (Fig. 4.35). Presentan un típico agrietamiento radial, producto del empuje vertical



**FIGURA 4.33** Lavas en tripa procedentes de la falda del Teide Roques de García. Isla de Tenerife (Islas Canarias).



**FIGURA 4.34** Jameo de 8 km de longitud en el que se observa el colapso parcial de una colada de grandes dimensiones. Jameo de los Almacenes. Basaltos del volcán Corona. Isla de Lanzarote (Islas Canarias).





**FIGURA 4.35** Túmulo con agrietamiento radial. Roques de García. Isla de Tenerife (Islas Canarias).

de la colada fundida. Esta puede disminuir significativamente de espesor por drenaje y como consecuencia se produce el hundimiento de la lava superficial, dando lugar a la formación de **crestas** (*ridges*). También se pueden formar por presión de la lava infrayacente (Fig. 4.36) (Green y Short, 1971; Bullard, 1976). Cuando las coladas fundidas rompen puntualmente la costra superficial, se produce la emisión de lavas impelidas por el gas y construyen pequeños conos, denominados por la palabra española **hornitos** (Fig. 4.37). Este término se emplea para conos no superiores a 10 m de altura; los de mayor tamaño se conocen como **conos adventicios** (Ollier, 1969). Algunas de estas lavas pueden solidificarse durante su efusión aérea, dando lugar a las denominadas **perlas y cabellos de Pelé**, diosa del fuego de los hawaianos. Cuando las lavas semisólidas surgen a través de una grieta o conducto, las paredes se rasgan, originando una **lava estriada** (Fig. 4.38).

Cuando la lava se contrae se producen fracturas que por lo general tienen una pauta hexagonal, aunque también puede desarrollarse de cuatro, cinco, siete y ocho caras. Las grietas de contracción se propagan hacia el núcleo de la colada, dando origen a una estructura columnar (Fig. 4.39). Las columnas basálticas no suelen superar los 10 m de altura y 60 cm de grosor. Se conocen excelentes ejemplos en Antrim con su Calzada de los Gigantes (Irlanda del Norte). El Roque de los Órganos, en la costa norte de La Gomera (Islas Canarias), es otro magnífico ejemplo de este tipo de estructura, si bien no es una colada basáltica, sino un pitón fraquifonolítico (Bravo, 1964b; Cendrero, 1970, 1971; Yanes, 1990). También tienen un buen desarrollo los escarpes fluviales con columnatas basálticas de Castelfulit de la Roca (Provincia de Gerona). El diaclasado columnar es muy característico, pero no exclusivo, de las grandes coladas basálticas.



**FIGURA 4.36** Cresta (*ridge*) central. Al fondo el complejo de las Cañadas. Roques de García. Isla de Tenerife (Islas Canarias).

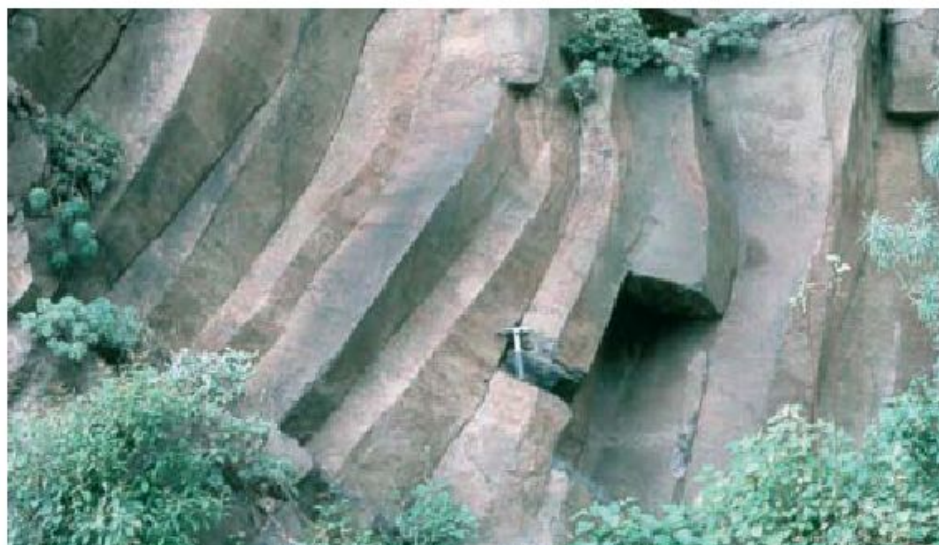




**FIGURA 4.37** Homito, denominado Manto de la Virgen. Parque Nacional de Timanfaya. Isla de Lanzarote (Islas Canarias).



**FIGURA 4.38** Lava estriada, originada en relación con la erupción del Volcán Chinyero de 1909. Isla de Tenerife (Islas Canarias). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 4.39** Estructura columnar en basaltos. Agulo, Isla de La Gomera (Islas Canarias).



Numerosas formas se originan cuando las coladas de lava alcanzan el mar, lagos y humedales. Los **deltas de lava** son bastante frecuentes en las costas de las islas, donde las lavas penetran en el mar, enfriándose y extendiéndose mar adentro. Otras veces el enfriamiento es muy rápido, dando origen a explosiones violentas que emiten gran cantidad de agua y, a su vez, pueden originarse pseudocráteres (Thorarinsson, 1953b). Otras veces se produce una superposición de coladas en el litoral, que dan origen a **plataformas de apilamiento lávico** costeras como en la Costa del Silencio en la Isla de Tenerife (Fig. 4.40).

### 4.10.2 Coladas de lavas ácidas

Las lavas silíceas y algunas lavas intermedias se comportan de modo diferente, como consecuencia de su mayor viscosidad. Estas lavas son de composición riolítica, dacítica y andesítica. La efusión de las lavas se produce a unos 900 °C. Son más viscosas que las lavas basálticas debido a su menor temperatura y a que contienen mayores cantidades de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y se enfrían más rápidamente. Las velocidades de desplazamiento de las lavas silíceas son menores que las basálticas y no suelen desplazarse a más de 10 km/hora. Por consiguiente, las lavas silíceas son de corto recorrido, en general no superan los 1-2 km y presentan espesores bastante mayores que las basálticas. Las cantidades de lavas emitidas son mucho menores que en las efusiones basálticas.

Las **lavas andesíticas** no son muy diferentes de las lavas basálticas, pero tienen mayor viscosidad y, por lo tanto se movilizan a menor velocidad y alcanzan menor distancia a partir del punto de emisión. Las lavas en blo-

ques (Fig. 4.31) son típicas de las andesitas. Los frentes de las coladas de bloques son abruptos y pueden alcanzar más de 100 m de altura y constan de bloques apilados que basculan entre sí. Los tubos de lava son raros en las andesitas. En las **lavas dacíticas** la viscosidad aumenta considerablemente. Son de movimiento muy lento y forman potentes extrusiones. La erupción de las lavas dacíticas puede ir acompañada por una actividad explosiva, que con frecuencia da lugar a conos de piroclastos. Como las lavas dacíticas tienen una gran potencia, es preferible llamar a los cuerpos que originan **domos de lava**, en vez de coladas. Los domos tienen un crecimiento complejo; si son aplanados, en los Andes chilenos los denominan *tortas*. Las *cou-lées* son formas intermedias entre domos y coladas de lava, que al fluir dan unas morfologías similares a las *ogivas* glaciares. Otro tipo de formas son los **pitones** (*plugs*) que ascienden por el conducto como un pistón. Los pitones que empujan y abomban la superficie topográfica se conocen como **criptodomos**.

Las **lavas riolíticas** tienen un gran contenido en sílice y también en volátiles, que dan lugar a erupciones explosivas con abundantes piroclastos. Se conocen pocas erupciones históricas de riolitas. Estas lavas forman extrusiones similares a las dacitas y frecuentemente se encuentran en cráteres formados con anterioridad, por grandes erupciones explosivas. En las coladas riolíticas es frecuente la presencia de un tipo de lava especial, la **obsidiana**, que es un vidrio de tonos oscuros o negros libre de burbujas y tiene una fractura de tipo concoide con bordes muy cortantes. Por ello, fue ampliamente utilizada por muy diversas culturas prehistóricas para la elaboración de cuchillos, puntas de flechas, etc. También se ha usado y se usa en joyería, por el brillo intenso que presenta es conocida como «espejo de los incas».

**FIGURA 4.40** Plataforma litoral de apilamiento lávico. Costa del Silencio. Isla de Tenerife (Islas Canarias).





# 4.11

## Piroclastos

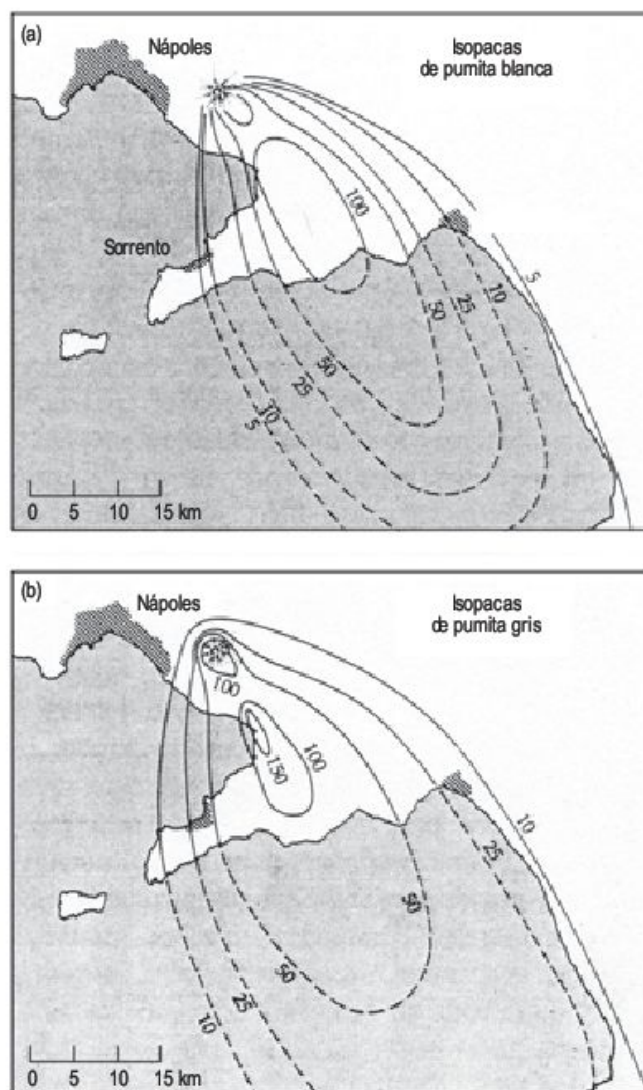
Las erupciones explosivas emiten gran cantidad de piroclastos y son las más poderosas y destructivas de la actividad volcánica. Estas erupciones lanzan los piroclastos en forma de columnas o flujos piroclásticos. Las recientes erupciones de Mount St. Helens (noroeste de Estados Unidos) y del Monte Pinatubo (Filipinas) atestiguan su enorme poder devastador.

El magma en profundidad está sometido a presiones elevadas, lo que da lugar a que la mayor parte de los gases se encuentren disueltos en el mismo. Cuando el magma se acerca a la superficie, o bien se produce una fractura que lo pone en comunicación con la misma, la presión disminuye bruscamente y se produce la exolución de los gases. Esto origina burbujas y un fuerte aumento de la presión de los gases en el interior del magma, lo que le arrastra hacia la superficie (como en una botella de champán) y puede dar lugar a explosiones, con la consiguiente fragmentación del propio magma y de las rocas circundantes (Cashman *et al.*, 2000).

Muchos volcanes emiten mayor cantidad de piroclastos que de lava. La mayoría de los magmas producen piroclastos, pero los grandes volúmenes se generan en los magmas de composición ácida o intermedia, o bien en erupciones freáticas. Las características de los depósitos de piroclastos dependen, entre otras cosas, de los mecanismos de sedimentación (Wilson y Houghton, 2000). Durante mucho tiempo, los piroclastos no han llamado la atención de los científicos, pero en las últimas décadas se ha prestado una mayor dedicación a su estudio (Fisher y Schmincke, 1984, Sparks *et al.*, 1997). Se diferencian tres tipos principales de emisiones de piroclastos (Sparks y Walker, 1973): **caída (fall) de piroclastos**, **oleadas (surges) piroclásticas** y **coladas (flows) piroclásticas**.

### 4.11.1 Depósitos piroclásticos de caída

Son aquellos que caen a la superficie terrestre, después de la erupción de una columna de gases y material fragmentario que ha ascendido a la atmósfera. También se les denomina *tefra*, término acuñado por Aristóteles. Es importante saber su espesor, con el que se puede calcular su volumen conociendo la topografía anterior a la erupción y, de este modo, se pueden elaborar mapas de isopacas (Fig. 4.41) (Sigurdson *et al.*, 1985). También es importante estudiar los tamaños existentes y su proporción mediante granulometrías (Fig. 4.42). Los tamaños diferenciados para los piroclastos son:



**FIGURA 4.41** Mapas de isopacas de la erupción pliniana del Vesubio, en la que se observa el alargamiento debido al viento. Las isopacas están en centímetros. (a) Señala la pumita blanca inferior y (b) la pumita gris (Sigurdson *et al.*, 1985).

Cenizas .....	< 4 mm
Lapilli .....	4-32 mm
Bloques y bombas .....	> 32 mm

Las bombas volcánicas pueden tener un núcleo de roca encajante o peridotita y siguen trayectorias balísticas, frecuentemente experimentando rotación a lo largo de las mismas (Fig. 4.43).





**FIGURA 4.44** Estratificaciones cruzadas en piroclastos. Proximidades del Observatorio Volcanológico Gourbeque. Isla de Guadalupe (Pequeñas Antillas).

numerosos mecanismos que se aducen, consiste en una rápida expansión (descompresión) o explosión (*blast*) en la atmósfera de una mezcla de piroclastos eruptivos. Un excelente ejemplo lo constituye la explosión de parte de la ladera del Volcán Mt. St. Helens el 18 de mayo de 1980 (Valentine y Fisher, 2000).

### 4.11.3 Coladas piroclásticas

Constan de piroclastos que se desplazan lateralmente en forma de flujos de material volcánico mal clasificado, de alta densidad y a temperaturas de cientos de grados. Pueden superar los 100 km/h y recorrer distancias de más de 100 km. Los depósitos de las coladas piroclásticas pueden alcanzar 100 km<sup>2</sup> en volumen. La morfología del depósito y su potencia reflejan la topografía. El término de **ignimbrita** se utiliza para los depósitos resultantes de la sedimentación de coladas piroclásticas, en los que la pumita es un componente mayoritario. Presentan fragmentos lenticulares resultantes de la solidificación de partes líquidas en el momento del flujo.

Las coladas piroclásticas tienen una gran energía. Cuando se produce el colapso de una columna de erupción, el

flujo piroclástico transforma la energía potencial en energía cinética y se expande lateralmente. El movimiento de las coladas piroclásticas se parece más a un líquido que a una masa de fragmentos sólidos. Las coladas piroclásticas tienen baja viscosidad y se mueven como un fluido a grandes velocidades, incluso sobre laderas de suaves pendientes (Francis, 1993). Como las coladas piroclásticas se mueven con gran rapidez, su enfriamiento durante el flujo es pequeño y, por lo tanto, conservan una gran cantidad de calor cuando se detienen. La alta temperatura hace que los trozos de vidrio se suelden entre sí y con la matriz. Las erupciones ignimbriticas son raras. Los estudios llevados a cabo señalan que se pueden diferenciar unidades de coladas ignimbriticas (Smith, 1960; Sparks *et al.*, 1973). Algunos de los grandes afloramientos de ignimbritas están formados por dos o tres coladas. Se conocen varias erupciones en coladas piroclásticas; los ejemplos más significativos son: los Álamos (Nuevo México), la erupción del Tambora (Indonesia) de abril de 1815, las nubes ardientes de la erupción de Mont Pelée (Isla de Martinica, Pequeñas Antillas) de 8 de Mayo de 1902, la del Valle de las Diez Mil Chimeneas (Alaska) de junio de 1912, y la erupción de Mt. St. Helens (noroeste de Estados Unidos) de 18 de mayo de 1980.

## 4.12 Morfología de los volcanes

La forma de los aparatos volcánicos está relacionada con la composición de las lavas que emiten y, por lo tanto, con el tipo de actividad que han tenido. Para el estudio de las formas de los volcanes es conveniente llevar a cabo una diferenciación entre volcanes de lavas básicas y ácidas.

### 4.12.1 Volcanes de lava básica

Ya se ha indicado que las lavas básicas son muy fluidas, las emisiones son rápidas y el apilamiento de estas coladas da lugar a volcanes de escasa pendiente. Se distinguen los vol-



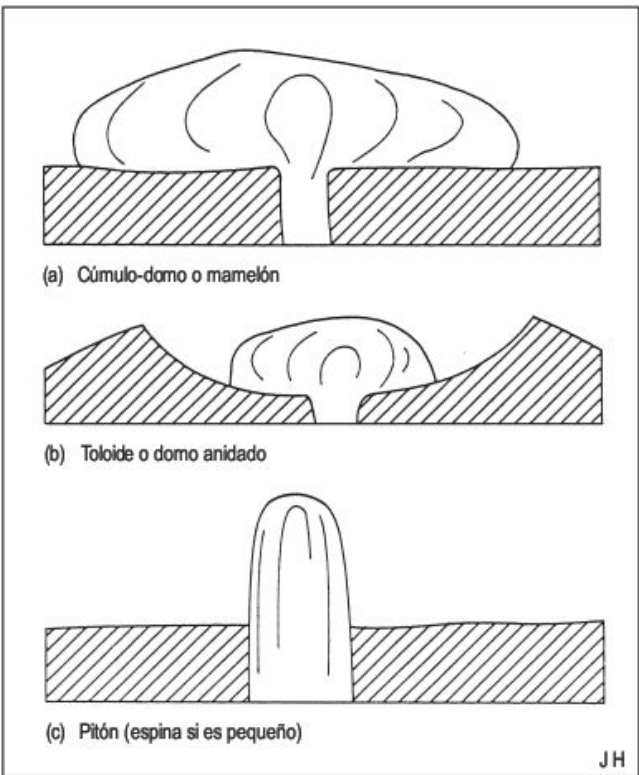
canes en escudo (*shield volcanoes*) de laderas convexas muy suaves, con pendientes menores de 5°. Los ejemplos más significativos se encuentran en el volcán Mauna Loa, que se eleva 10.000 m por encima del fondo marino, con alturas de 4.000 m sobre el nivel del mar. El volcán Kilauea se encuentra en el flanco del volcán Mauna Loa. Se diferencian otras morfologías como domos de lava y conos de lava, con mayor convexidad que los escudos de lava. La diferencia entre ellos es muy sutil (Ollier, 1969).

### 4.12.2 Volcanes de lava ácida

Anteriormente se ha señalado que las lavas ácidas son muy viscosas y por lo tanto tienen dificultad para salir por el conducto de emisión. Esto produce una sobrepresión que puede dar lugar a violentas explosiones.

Cuando la lava sale del conducto se expande, formando un domo convexo, llamado también **cúmulo-domo** o **mamelón** (Fig. 4.45a) (Ollier, 1969). Los diámetros son mucho más anchos que los conductos de salida. La lava viscosa al enfriarse produce un caparazón. Las superficies se fracturan durante el crecimiento (Williams y McBirney, 1979). Los domos (Fig. 4.46) se construyen con lavas riolíticas, dacíticas o traquíticas y surgen a temperaturas de 750-900 °C. El domo andesítico del volcán de la Soufrière (Isla de Guadalupe) (Fig. 4.25) constituye un buen ejemplo. La cumbre presenta una morfología tortuosa con cúpulas, agujas y lagos. La última erupción tuvo lugar el 8 de julio de 1976.

Cuando en el cráter de un gran volcán se encuentra un cúmulo-domo o mamelón, a esta morfología se la denomina **domo anidado** o **toloide** (Figs. 4.45b y 4.47). Los volcanes con estos domos en el cráter suelen ser muy activos como los domos anidados de St. Lucía y La Soufrière de St. Vicent (Pequeñas Antillas). A veces la estructura domática puede ascender por empuje del magma infrayacente dejando una orla lateral que le separa del resto del



**FIGURA 4.45** Diferentes tipos de edificios volcánicos de lava ácida (Ollier, 1969).

volcán. Parece ser que este mecanismo es el que explica la estructura actual de la cumbre de Mont. Pelée.

Los **pitones** (*plug*) o **agujas** (Fig. 4.45c) son masas de lava semisolidificada que rellenan la chimenea de un volcán. Esta lava puede ser empujada por el magma infrayacente como un pistón, cuyo ejemplo más característico fue la Aguja de Mont. Pelée durante la erupción de 1902-1903. Los Pitones del Corbet (Fig. 4.48) (Isla de Marti-

**FIGURA 4.46** Domo en el flanco oriental de Mont Pelée. Isla de la Martinica. Pequeñas Antillas.





**FIGURA 4.47** Domo anidado y fumarolas en el cráter del volcán Poas (Costa Rica). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 4.48** Pitones del Corbet. Isla de la Martinica (Pequeñas Antillas).

nica) se cree que son de este tipo. Están constituidos por columnas de lavas subverticales, y pueden alcanzar varios cientos de metros de altura. Estos pitones pueden crecer

rápidamente y están en conexión con explosiones. Finalmente, se destruyen, como la Aguja de Mont Pelée, que fue abatida en la erupción de 1929.

## 4.13 Conos de piroclastos

Son formas muy frecuentes, producidas normalmente por erupciones estrombolianas. Se originan por moderadas explosiones volcánicas de basaltos o andesitas con cantidades intermedias de gas. En el techo se desarrolla un cráter circular o elíptico con una mezcla heterométrica de fragmentos que orlan el conducto de salida. Las acumulacio-

nes son de cenizas y lapillis con bombas y bloques dispersos y algunas lavas intercaladas. Los conos volcánicos alcanzan unos cientos de metros de altura (Fig. 4.49) y su construcción es muy rápida. En la Isla de San Benedicto (Méjico) se edificó un cono de 300 m en doce días en 1952. Por lo general se agrupan y suelen proceder de emisiones





**FIGURA 4.49** Conos de cenizas y en primer término plantaciones de viña que se excavan para protegerlas de los vientos secos. Estas viñas están instaladas sobre un extenso malpais, producido por la erupción volcánica entre 1730 y 1736. La Garía, Lanzarote (Islas Canarias).

fisurales, como la región de los Puys en Auvergne (Francia). También la erupción de Lanzarote del siglo XVIII y las más recientes del Etna se generaron a favor de fisuras. La erupción del Teneguía (La Palma, Canarias, 1971), dio lu-

gar a un cono de piroclastos de más de 100 m de altura. La morfología de los conos de cenizas puede modificarse si el viento cambia de dirección y/o intensidad o si las explosiones varían de magnitud.

## 4.14 Estratovolcanes

Los grandes volcanes como el Teide, 3.718 m (España) (Fig. 4.1), Vesubio, 1.277 m (Italia), Popocatepetl, 5.452 m (México), Lincacábor, 5.916 m (Chile) (Fig. 4.50), entre otros, se presentan aislados y constituyen unas de las morfologías más espectaculares del mundo. Son estratovolca-

nes formados por sucesivas erupciones de lavas y piroclastos. A causa de su complejidad y larga evolución también se les llama **volcanes compuestos** o **poligenéticos** (Schmincke, 2004). La altura absoluta de estos grandes edificios volcánicos es muy variable, tal como se ha indicado



**FIGURA 4.50** Volcán Lincacábor (5.916 m). Destaca sobre el Salar de Atacama (Chile). Foto J. Rodríguez Vidal.

con anterioridad, si bien lo verdaderamente significativo en relación con su tamaño es la altura del punto de emisión en el comienzo de la formación del futuro estratovolcán.

Estos volcanes poligenéticos se han formado a lo largo de miles de años, normalmente por erupciones centrales o de tipo poliorificio en los flancos, como el Etna, o el edificio Teide-Pico Viejo (Carracedo, 2006). Las etapas de erupción alternan con las de quietud y en éstas el volcán está sometido a los procesos erosivos y de la dinámica externa. Cuando tiene lugar otra manifestación

eruptiva las coladas discurren por los barrancos generados por la erosión fluvial anterior y modifican los cursos fluviales ostensiblemente. La mayoría de los estratovolcanes se localizan alrededor del Océano Pacífico, en el denominado «Cinturón de Fuego». Los estratovolcanes activos son morfologías relativamente jóvenes y una gran parte no han sido adecuadamente datados. Se estima su edad entre los 100.000 años y un millón de años. No obstante, la edad del Mont. Pelée es de 35.000 años y la de su basamento de 300.000 años.

## 4.15 Calderas

Algunos volcanes tienen una depresión profunda circular o elíptica en la cumbre (Figs. 4.22, 4.47 y 4.51), mucho mayor que un cráter normal, dando la impresión de que una gran explosión ha hecho desaparecer el techo del cono. Estas grandes depresiones, normalmente originadas por colapso (Williams, 1941) se conocen con el término español de **caldera**, muy utilizado en la toponimia de las Islas Canarias. Curiosamente, dicho término se tomó de la Caldera de Taburiente, en la Isla de La Palma (Canarias), que no es una caldera en el sentido genético del término, sino que la forma se debe a grandes deslizamientos (Ancochea *et al.*, 1994). La mayor caldera conocida es la de Yellowstone, que mide 60 km de diámetro (Lipman, 2000). Las paredes de las calderas suelen ser subverticales y el fondo se sitúa a varios cientos de metros.

Los principales elementos estructurales y morfológicos de las calderas son: límites netos, pared interna, fallas de borde (si existen), fondo estructural de las calderas, relle-

no intercaldera (ignimbritas y deslizamientos de las paredes) y cámara magmática infrayacente. El conocimiento de estos elementos proporciona una base para la discusión de los procesos estructurales y de subsidencia (Lipman, 2000).

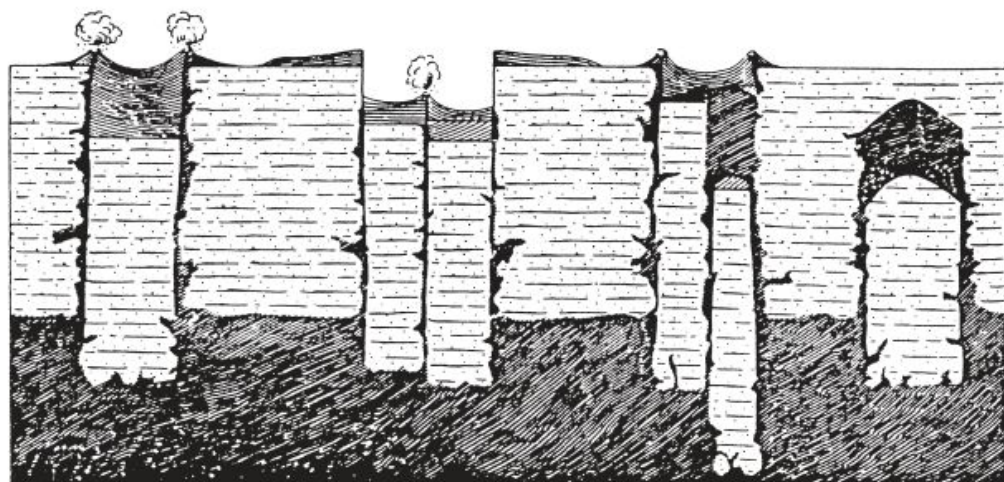
Se ha señalado que muchas calderas se han formado durante una importante erupción de grandes volúmenes de material piroclástico, que ha conducido al rápido vaciamiento y colapso del techo de la cámara magmática. A estas grandes depresiones originadas por estos procesos se denominan **calderas de subsidencia** o **calderas tipo Glen-coe** (Escocia) (Fig. 4.52) (Francis, 1993), y se parecen a un pistón subsidente dentro de un cilindro. Los **diques anulares** son la expresión geológica del cilindro.

Otro modelo surgió de la erupción del Volcán Krakatoa (estrecho de la Sonda, Indonesia) en 1883, en el que un gran colapso convirtió la isla en tres pequeños islotes, concéntricos respecto al lugar de máxima subsidencia, y desaparecieron las dos terceras partes de la misma. La



**FIGURA 4.51** Cráter del volcán de piroclastos de Omuro, Península de Izu (Japón).





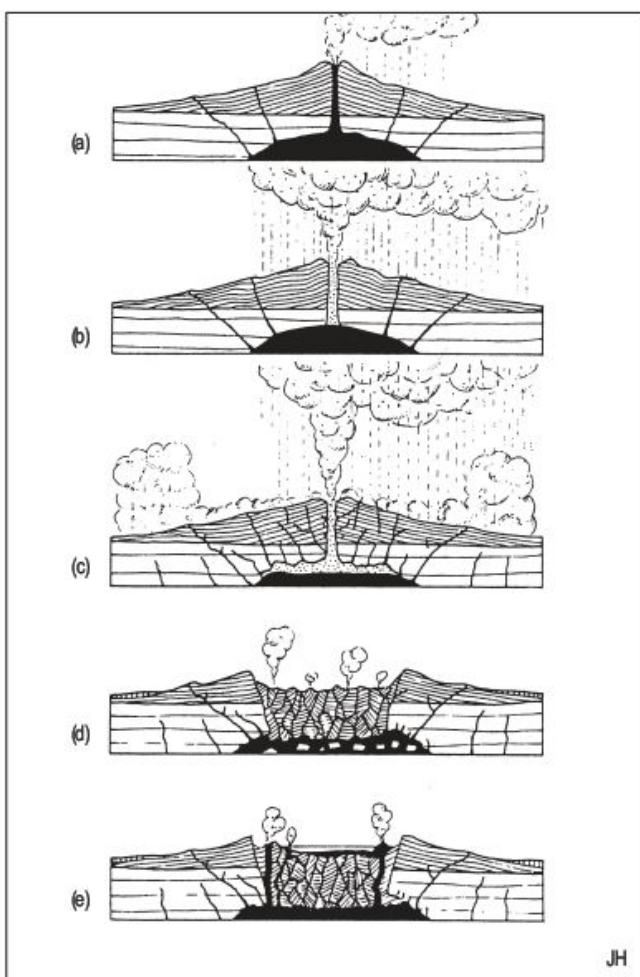
**FIGURA 4.52** Caldera de subsidencia. A la izquierda, las erupciones tienen lugar a favor de fracturas anulares. En el segundo desde la izquierda continúan las erupciones a partir de un conducto central después de formarse la caldera (Bailey y Maule, 1960).

erupción comenzó por la emisión de grandes cantidades de piroclastos (Fig. 4.53). El momento de máxima actividad se manifestó por una serie de explosiones (erupciones plinianas y peleanas) que emitieron cenizas hasta la estratosfera. Con posterioridad, la cámara magmática se hundió rápidamente y, a su vez, el magma ascendió cerca del margen de la caldera. Estos colapsos generaron **tsunamis** en los que perecieron 36.000 personas (Neall, 1996). En 1927 surgió en el centro de la caldera un nuevo volcán (Anak Krakatau), como consecuencia de una erupción submarina que formó una isla. A este modelo se le denomina **caldera tipo Krakatoa** o **caldera tipo Crater-Lake**. Este último nombre deriva de la caldera Crater-Lake en Oregón (Estados Unidos).

Algunas calderas silíceas se encuentran agrupadas formando **complejos de calderas**, como en San Juan Mountains, Colorado (Estados Unidos) (Steven y Lipman, 1976). En este área se reconocen 18 calderas formadas entre 22 y 30 millones de años. Las calderas se superponen entre sí y algunas aparecen anidadas, por lo que es difícil saber dónde empieza una y dónde acaba la otra.

También se reconocen **calderas de escudos basálticos**, como en los volcanes de las Islas Hawaii, Islandia, Islas de la Reunión y Galápagos. Se producen por colapso de la cumbre a modo de un pistón, tras la emisión de grandes cantidades de lava, con lo que el techo de la cámara magmática pierde soporte y se hunde. Son menos profundas que los tipos descritos con anterioridad. Se pueden reconocer lavas basálticas en el interior de la caldera, como en la Caldera Menengai (Kenia), de 12 km de diámetro, 485 m de profundidad y un área de 98,5 km<sup>2</sup> (Fig. 4.54).

En la evolución de algunos volcanes se pueden originar colapsos o grandes deslizamientos en los flancos del volcán que en ocasiones se han interpretado como calderas, Las Cañadas (Tenerife) (Ancochea *et al.*, 1990, 2000; Martí *et al.*, 1994) y Taburiente (La Palma) (Ancochea *et al.*, 1994; Watts y Masson, 1995).



**FIGURA 4.53** Etapas en la formación de la caldera Cráter Lake, Oregón. (a) Explosiones ligeras. (b) Incremento de la violencia de la actividad. (c) Momento álgido de las erupciones plinianas y peleanas. El magma se hunde bajo el techo de la cámara magmática. (d) Colapso del cono en la cámara magmática. (e) Nuevas erupciones del fondo de la caldera, especialmente cerca del borde (Williams, 1941).





**FIGURA 4.54** Caldera Menengai con lavas basálticas en su interior. Centro del rift valley Gregory. Nakuru (Kenia).

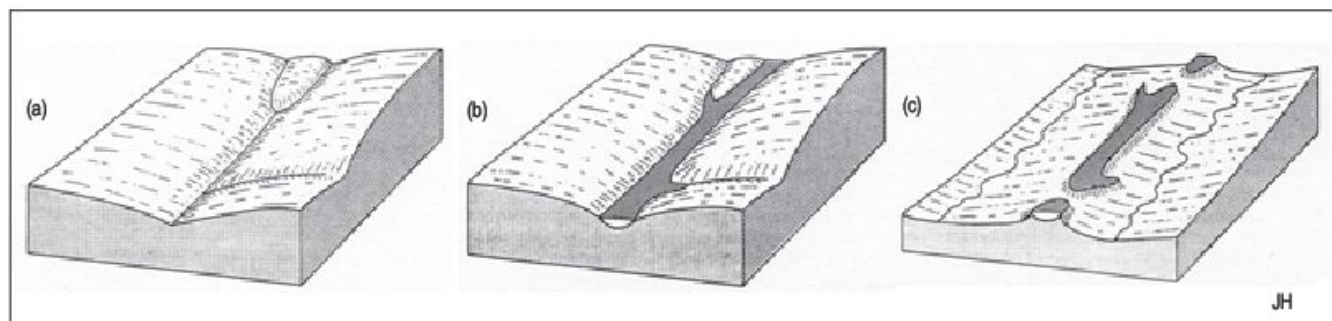
## 4.16 Formas volcánicas resultantes de la erosión

A diferencia del carácter constructivo y destructivo de la dinámica de los volcanes, la erosión rebaja paulatinamente la superficie terrestre. Si un volcán está totalmente apagado puede con el tiempo convertirse en una superficie de erosión plana. Los procesos de meteorización que afectan a las rocas volcánicas son los mismos que atacan a los minerales que constituyen las demás rocas, aunque los procesos y la intensidad de los mismos pueden variar en las diferentes zonas morfoclimáticas (Gutiérrez, 2001, 2005).

Los ríos que drenan los campos de lava erosionan sus valles y modifican el paisaje. Si la acción fluvial tiene lugar durante mucho tiempo, pueden producirse profundas gargantas, como las que ha excavado el Río Columbia (noroeste de Estados Unidos) al discurrir por los basaltos de meseta e incluso ha alcanzado el substrato, pudiendo en parte conocer la paleotopografía anterior a la acumulación

de las lavas. En las islas de La Gomera, La Palma o Gran Canaria la erosión ha producido grandes **barrancos** de cientos de metros de profundidad. Cendrero y Díaz de Terán (1985) realizan un estudio cuantitativo de la erosión en la Isla de La Gomera (Canarias) y señalan que la profundidad media de los barrancos de la isla es de 272 m y la erosión promedio de  $0,204 \text{ km}^3/\text{km}^2$ .

Las lavas fluidas discurren por la red fluvial y modifican el drenaje. Si su volumen es importante pueden represar lagos. Cuando cesa el flujo de las lavas, por debajo de las mismas se pueden encontrar rocas más fácilmente erosionables. La socavación del río, junto con otros procesos de la dinámica externa, elaboran un relieve en el que las partes elevadas son lavas resistentes (como el basalto) y, por consiguiente, se produce una **inversión de relieve** (Fig. 4.55).



**FIGURA 4.55** Inversión del relieve (Ollier, 1969).





**FIGURA 4.56** Valles de escarpadas laderas. Valle de Taganaga, Macizo de Anaga. Tenerife (Islas Canarias).

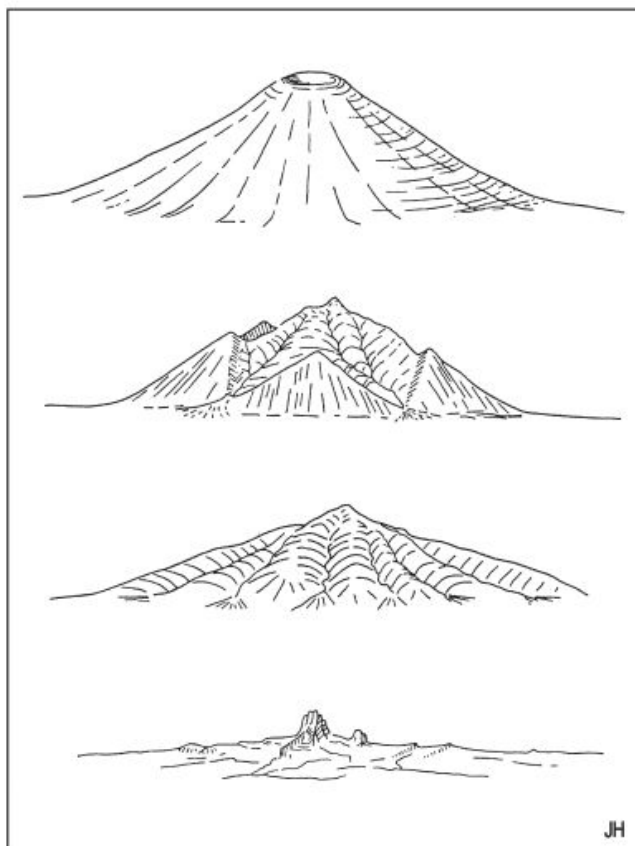
Los conos de piroclastos son a veces tan porosos que el agua se infiltra totalmente y no sufren erosión hídrica. En conos antiguos, la arcilla de meteorización rellena los poros y sufren un abarracamiento en las laderas. Los conos de la lava se erosionan con mayor facilidad que los conos de piroclastos. Cerca del cráter hay menos erosión, ya que la cuenca de recepción es muy pequeña; sobre las zonas medias de ladera la erosión es máxima y en las partes bajas es más pequeña, debido a que la pendiente es menor. En la zona distal se depositan abanicos aluviales. Los interfluvios entre los barrancos están constituidos por crestas agudas. El conjunto de barrancos y crestas da lugar al denominado **va-rillaje de sombrilla** (*parasol ribbing*) que no es frecuente que permanezca intacto mucho tiempo. En los estrato-volcanes y macizos antiguos existe un mayor control estructural por las capas más resistentes de lava, que pueden dar origen a valles de escarpadas laderas (Fig. 4.56).

Cuando los barrancos principales son activos en un cono volcánico se ensanchan y profundizan. En la parte inferior los valles están espaciados y se desarrollan grandes facetas triangulares. Estas facetas se denominan **planezes**. La continua erosión del volcán termina rebajando el cono hasta acabar en un conjunto de diques y pitones, que representan el **esqueleto del volcán** (Fig. 4.57) (Ollier, 1969).

Este esqueleto está constituido por chimeneas que son los conductos por los que se emitieron los materiales volcánicos para construir el cono, como los *puy*s de Auvergne (Francia). Esta evolución se complica cuando el volcán se hace activo y entonces las coladas discurren por el lecho de los barrancos.

Los grandes estratovolcanes, como el Teide, pueden presentar áreas con climas muy distintos. En el norte de Tenerife las precipitaciones son abundantes, mientras que la orientación meridional tiene un clima árido, por lo que di-

fieren los procesos erosivos y las formas resultantes; por encima de 2.000 m se desarrollan formas periglaciares (Criado, 2006).



**FIGURA 4.57** Etapas en la erosión de un volcán: volcán intacto, etapas de planeze, volcán residual y esqueleto volcánico (Ollier, 1969).

# 4.17

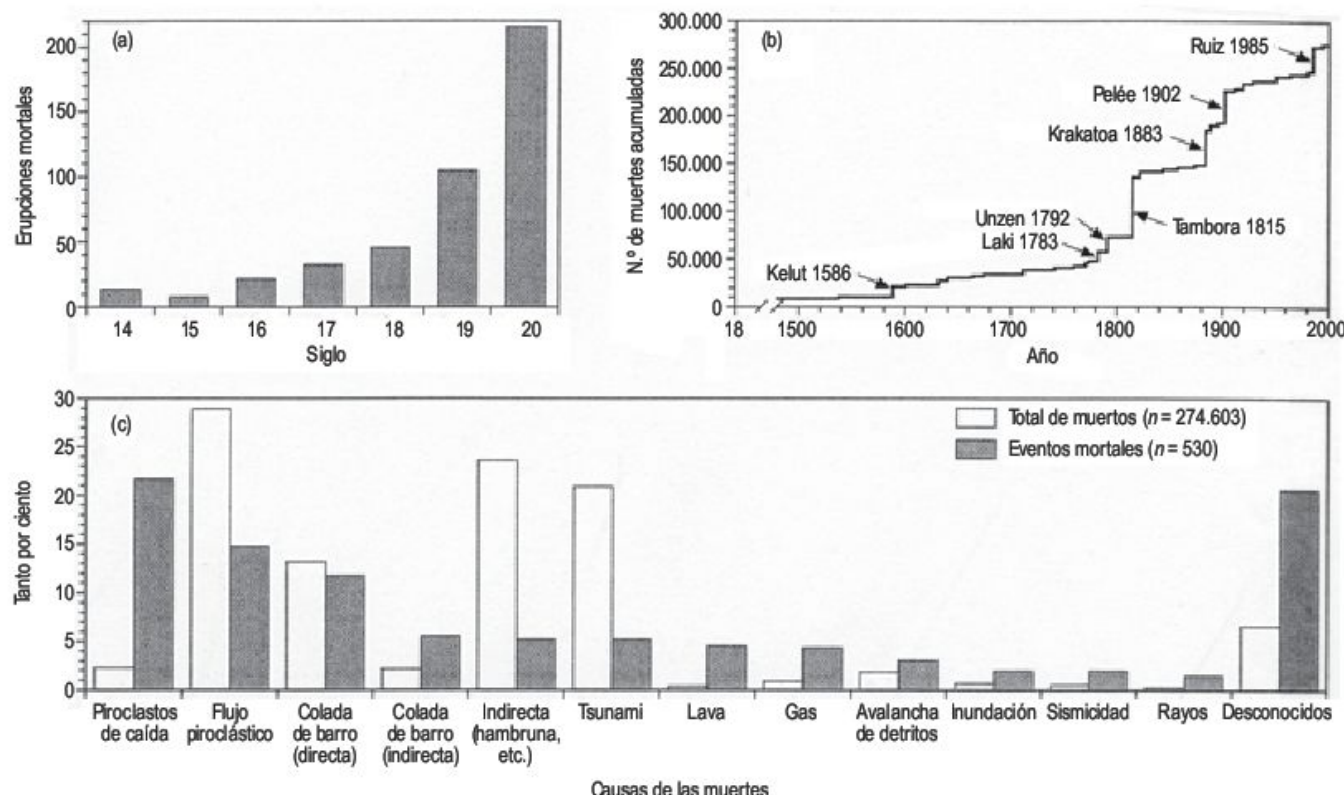
## Riesgo volcánico y predicción

La actividad volcánica constituye uno de los fenómenos naturales más catastróficos (Fig. 4.58a, b) (Tilling, 1993, 2005). En el mundo hay unos 700 volcanes potencialmente peligrosos y cada año entran en erupción unos 50 volcanes, con mayor o menor riesgo de catástrofe (ICOG, 1997). Se tiene un registro bastante fehaciente de la actividad de los grandes volcanes de tierra firme. Sin embargo, las erupciones de mediana intensidad no se conocen muy bien. No producen grandes desastres, como sucedió en las erupciones de magnitud media del volcán Popocatepetl (1992-1999) (Gómez y Zamorano, 2002).

Se conocen erupciones históricas catastróficas como la del Vesubio (79 d.C.), Mont Pelée (1902), Mt. St. Helens (1980), Nevado del Ruiz (1985) y Pinatubo (1991) (Tabla 4.2). No obstante, muchas de las grandes erupciones no produjeron muertes y daños materiales, al afectar la erupción a zonas despobladas, como la del volcán Katma en Alaska en 1912 (Hubb e Inbar, 2002). Por otra parte, con el aumento de la población, se ha incrementado el número de desastres; esto es, el riesgo geológico se ha intensi-

ficado (Carracedo, 1988). Los suelos volcánicos son muy fértiles y, por lo tanto, muy apropiados para su cultivo. Esta es la principal razón por la que existe una elevada densidad de población en los flancos de muchos volcanes (Schmincke, 2004 y Thouret, 2004). Algunas erupciones volcánicas producen devastadores lahares que se desplazan decenas de kilómetros arrasando y fosilizando lo que encuentran a su paso (Fúster, 1992). Además, existe un efecto colateral de las emisiones de cenizas a la estratosfera, que impiden la penetración de la radiación solar, lo que se manifiesta por un descenso de la temperatura de la atmósfera terrestre. Así, en la erupción de 15 de junio de 1991 del Pinatubo (Filipinas) los aerosoles volcánicos redujeron de 0,5-1 °C las temperaturas en el hemisferio norte (Self, 2005) y en verano de 1992 hasta 2 °C por debajo de la temperatura normal (Robock, 2002).

En años recientes se han realizado numerosas investigaciones sobre la influencia de la actividad volcánica en la temperatura de la superficie terrestre (Grove, 2004). Las investigaciones sobre dendrocronología (Fig. 4.59) (LaMar-



**FIGURA 4.58** (a) La actividad volcánica ha producido 274.000 muertes desde el siglo XIV y posiblemente muchos más. (b) Una gran parte corresponde a eventos letales. (c) La mayoría de las muertes han sido como consecuencia de coladas piroclásticas, lahares, caída de cenizas o tsunamis (modificado de Simkin *et al.*, 2001).



**TABLA 4.2** Principales catástrofes volcánicas, de más de 400 muertos (1783-2003)  
(modificado de Simkin y Sieber, 1994).

Región, volcán	Fecha	Impacto
Vesubio, Italia	1794	60% de la Torre del Greco quedó enterrada por coladas. Daños en Ottaviano, San Giuseppe y Osma. 400 muertos.
Ritter Island, Melanesia	1888	Avalancha volcánica desencadenó tsunamis. Unos 3.000 muertos.
Tambora, Indonesia	1815	Coladas piroclásticas y tsunamis produjeron 10.000 muertos. El hambre posterior causó otros 82.000 muertos.
Galunggung, Indonesia	1822	Erupción pliniana destruyó 114 pueblos y murieron 4.000 personas.
Ruang, Indonesia	1871	Tsunami producido por colapso de un domo de lava, causó 400 muertos.
Krakatoa, Indonesia	1883	Erupción pliniana y tsunamis causaron la muerte de 36.400 personas.
Kelut, Indonesia	1919	Lahares y posiblemente coladas piroclásticas destruyeron 104 pueblos y murieron más de 5.000 personas.
Merapi, Indonesia	1930	Coladas piroclásticas destruyeron 13 pueblos y murieron 1.369 personas.
Pinatubo, Filipinas	1991	Erupción pliniana que produjo unos 350 muertos; enfermedades posteriores se cobraron 450 vidas. Fueron evacuadas 65.000 personas.
Unzen, Japón	1792	Colapso del flanco de un volcán y tsunamis que causaron la muerte de 14.500 personas.
Mount St. Helens, USA	1980	Erupción pliniana se cobró 57 vidas y los daños producidos fueron de orden de 1.000 millones de dólares.
El Chichón, Méjico	1982	Coladas piroclásticas, caída de cenizas y lahares que produjeron 1.600 muertos.
Nevado del Ruiz, Colombia	1845	Lahares causaron la muerte de 1.000 personas.
Nevado del Ruiz, Colombia	1985	Lahares destruyeron Armero y murieron 23.000. Los daños se estiman en 7.700 millones de dólares.
Mt. Pelée, Martinica	1902	Coladas piroclásticas destruyeron St. Pierre y murieron unas 30.000 personas.
Soufriere, St. Vicent	1902	Coladas piroclásticas causaron la muerte de 1.700 personas.
Lakagigar, Islandia	1783-84	La mayor efusión histórica produjo 13-14 km <sup>3</sup> de lava. Los gases destruyeron las cosechas y murieron de hambre unas 9.350 personas.

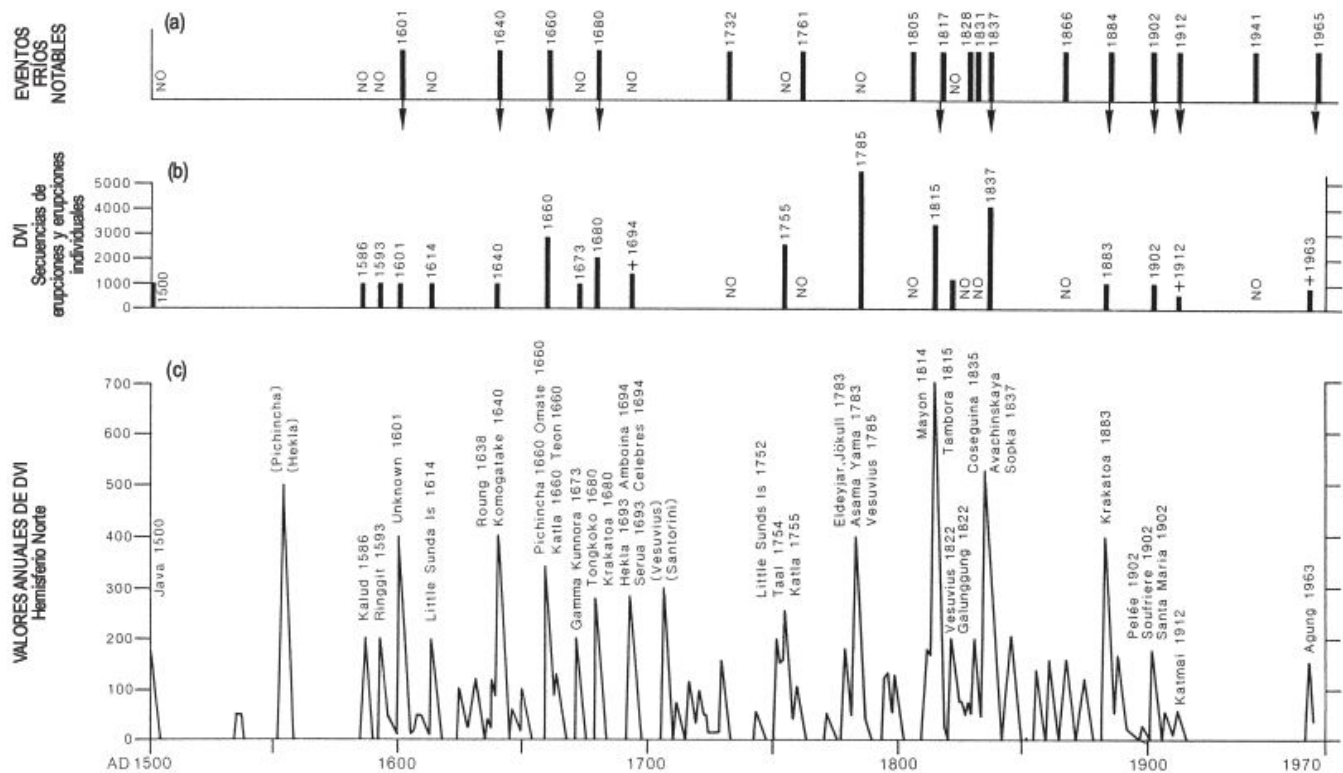
che y Hirschboek, 1984) sugieren que existe una cierta relación entre los eventos fríos en los anillos y la actividad volcánica de los últimos 500 años. Al comparar los datos de estos autores con el índice de sombra de polvo (*Dust Veil Index, DVI*) de Lamb (1970), que mide el impacto de las erupciones volcánicas en la atmósfera, se observa una concordancia con los diecinueve eventos volcánicos principales, correspondientes al periodo de 1500-1963. En diez de ellos se observan eventos fríos notables después de uno o dos años. Sin embargo, en los restantes no se establece esta relación.

Bryson y Goodman (1980) indican que en la mayor parte de las erupciones registradas entre 1945 y 1970, la profundidad óptica de los aerosoles (medida del contenido del aerosol  $H_2SO_4$ ) es el doble de la normal y sugieren un aumento de eyecciones en la estratosfera. Estas circunstancias señalan un descenso de la temperatura para estas décadas.

Se sabe que durante las décadas de 1960 y 1970 los glaciares avanzaron a nivel global, lo cual es coherente con lo anterior. Es posible que los periodos anteriores de avance, dentro de la Pequeña Edad del Hielo se deban a esta causa (Grove, 2004).

Los materiales eyectados a la estratosfera tienen diferentes contenidos en  $H_2SO_4$ . Las erupciones de 1963 del volcán Agung (Indonesia) y las del volcán Fuego (Filipinas) en 1974 presentan mayores contenidos en  $SO_2$  y HCl que las del Krakatoa (Indonesia), Santa María (Costa Rica) y Mt. St. Helens (Estados Unidos), que emitieron mayores cantidades de material silíceo (Rampino y Self, 1982). Resulta evidente que los principales efectos atmosféricos de las erupciones se producen por el azufre volcánico convertido en ácido sulfúrico, que llega a ser el aerosol dominante. Su principal efecto es el enfriamiento de la troposfera inferior por reflexión de la radiación solar. La





**FIGURA 4.59** Anillos de etapa fría en pino de California en el Oeste de Estados Unidos y principales erupciones volcánicas: (a) Años con anillos de etapa fría; las flechas indican las erupciones asociadas. «NO» señala ausencia de eventos principales fríos en el momento de la gran erupción. (b) Índice de sombra de polvo (DVI) y fechas de secuencia de erupciones y erupciones individuales. «NO» indica ausencia aparente de grandes erupciones correspondientes a eventos indicados en (a). (c) DVI de cada año, con nombres de volcanes y fechas de las erupciones principales (LaMarche y Hirschboeck, 1984).

cantidad de azufre eyectado a la estratosfera es más importante desde el punto de vista climático que la magnitud de las erupciones (Grove, 2004). Esto puede explicar la carencia de etapas frías en los anillos de algunas de las erupciones antes citadas, según el registro de LaMarche y Hirschboeck (1984).

Una información adicional podemos encontrarla a través del contenido en sulfato de la atmósfera, analizado en los testigos de las perforaciones de los casquetes glaciares. Después de una erupción, el contenido en sulfato aumenta significativamente. Ese contenido se puede determinar a partir de variaciones de la acidez medidas por conductividad eléctrica. Muchas erupciones entre hace 9.000 y 110.000 años han sido mayores que las del Tambora (1815). La distribución de las erupciones volcánicas y los valores de profundidad óptica calculados en el sondeo GISP2 (sondeo en el centro de Groenlandia), sugieren claramente que el volcanismo ha jugado un importante papel en la historia climática de los dos últimos milenios. Los periodos de gran actividad volcánica desde finales del siglo XVI a comienzos del siglo XX coinciden con periodos de baja temperatura y avance de los glaciares (Zielinski, 1995).

Las coladas piroclásticas, caída de cenizas, lahares y tsunamis son responsables del 90% de las muertes debidas a los efectos directos de la actividad volcánica (Fig. 4.58c)

(Simkin *et al.*, 2001). Las lavas se mueven lentamente y producen pocos daños, afectando a las estructuras estáticas. Las coladas piroclásticas son mortales, ya que alcanzan 500-600 °C; y velocidades de hasta 400 km/hora. Pueden producir la muerte por quemaduras y sofocación y son capaces de arrasar edificios (Fig. 4.19) (McGuire *et al.*, 2004). El volcán Chinchón o Chichonal (Chiapas, sureste de Méjico), tiene antecedentes de erupciones de hace 7.700 años. A finales de marzo y principios de abril de 1982 entró en erupción con columnas de cenizas de hasta 24 km de altura y fue la erupción más destructiva de Méjico en tiempos históricos. Se calcula entre 1.500 y 2.000 los muertos de los diferentes poblados existentes en las faldas del volcán. La muerte les sobrevino fundamentalmente por coladas piroclásticas (Espíndola *et al.*, 2002).

En las columnas eruptivas se emite una mezcla de gases, magma pulverizado y fragmentos sólidos que llegan a tener decenas de kilómetros de altura. Ese material fragmentario constituye el **tephra**, término que engloba cenizas, lapilli, bloques y bombas volcánicas expelidas por el volcán. Los tephra pueden cubrir zonas de decenas de kilómetros alrededor de un edificio volcánico. Las cenizas pueden llegar a generar una capa de 30 cm, a una distancia de más de 100 km del volcán. Las cenizas reducen la visibilidad y son peligrosas para las personas y ani-



males, ya que al respirar las partículas finas pueden llegar a producir silicosis. También afectan a la maquinaria, contaminan las aguas, destruyen las piscifactorías y crean problemas a la navegación aérea (Tilling, 2005). Cuando las cenizas depositadas sobre edificios se humedecen, aumentan de peso y pueden producir el colapso de los tejados.

Cuando en un volcán se produce una gran rotura acompañada de un colapso, se pueden originar grandes **avalanchas de detritos**, de gran peligrosidad. El flanco norte del volcán Mt. St. Helens (Estado de Washington, noroeste de Estados Unidos) en la erupción de 18 de mayo de 1980 sufrió un importante colapso (Fig. 4.60) (Hickson, 1990). En el volcán Unzen (Japón) se produjo un gran deslizamiento en 1792, que generó un tsunami que produjo 14.000 muertos (McGuire, 2004).

En España, la única área con volcanismo activo, desde finales del siglo xv, cuando las islas fueron ocupadas por Castilla, es las Islas Canarias. En tiempos históricos se han producido erupciones en las islas de La Palma, Hierro, Tenerife y Lanzarote (Fig. 4.61) (Cendrero *et al.*, 1997). En general las erupciones volcánicas en Canarias no son muy peligrosas, ya que las emisiones son de magmas de basaltos alcalinos de baja viscosidad y explosividad. Uno de los riesgos más importantes proviene de la posibilidad de generación de grandes deslizamientos (Fig. 4.61). El primitivo edificio de Las Cañadas experimentó cuatro episodios de deslizamiento entre 2,5 millones de años y 150.000 años (Ancochea *et al.*, 2000; Cantagrel *et al.*, 1999). En La Palma hubo al menos tres episodios de colapso entre 1,2 millones de años y 700.000 años (An-

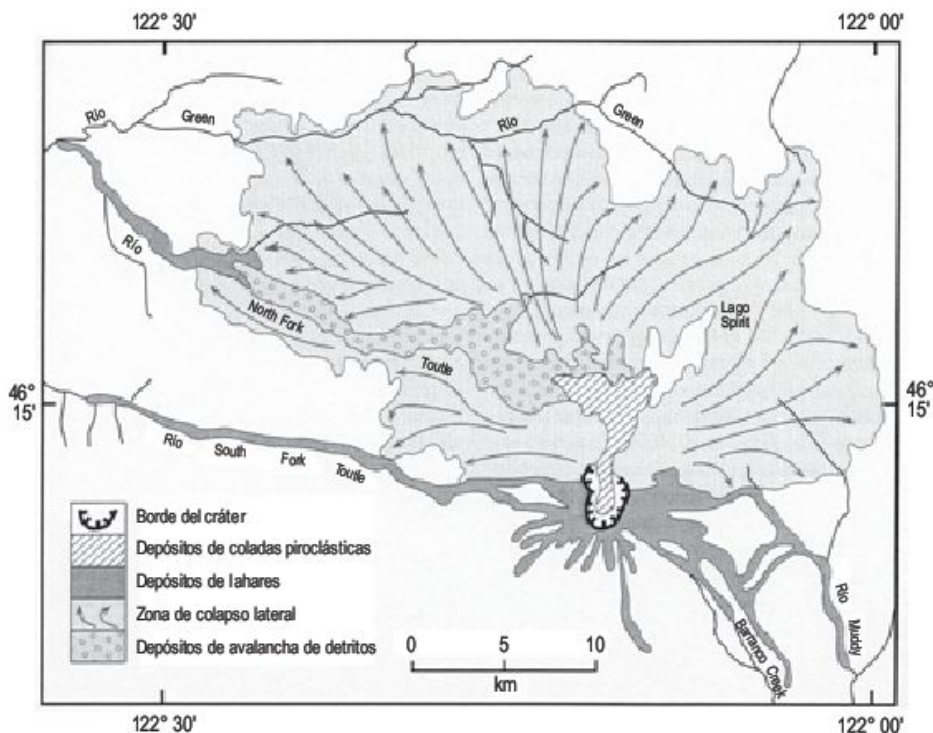
cochea *et al.*, 1994). En la Isla de El Hierro, se han identificado tres episodios, uno de 300.000 años, otro de < 80.000 años y un tercero sin datar (Fúster *et al.*, 1992). La energía liberada por estos deslizamientos fue enorme. Se calcula que el deslizamiento de Las Cañadas movilizó unos 80 km<sup>3</sup> de roca, lo que representa aproximadamente  $5 \times 10^{18}$  julios (Cendrero y Dramis, 1996).

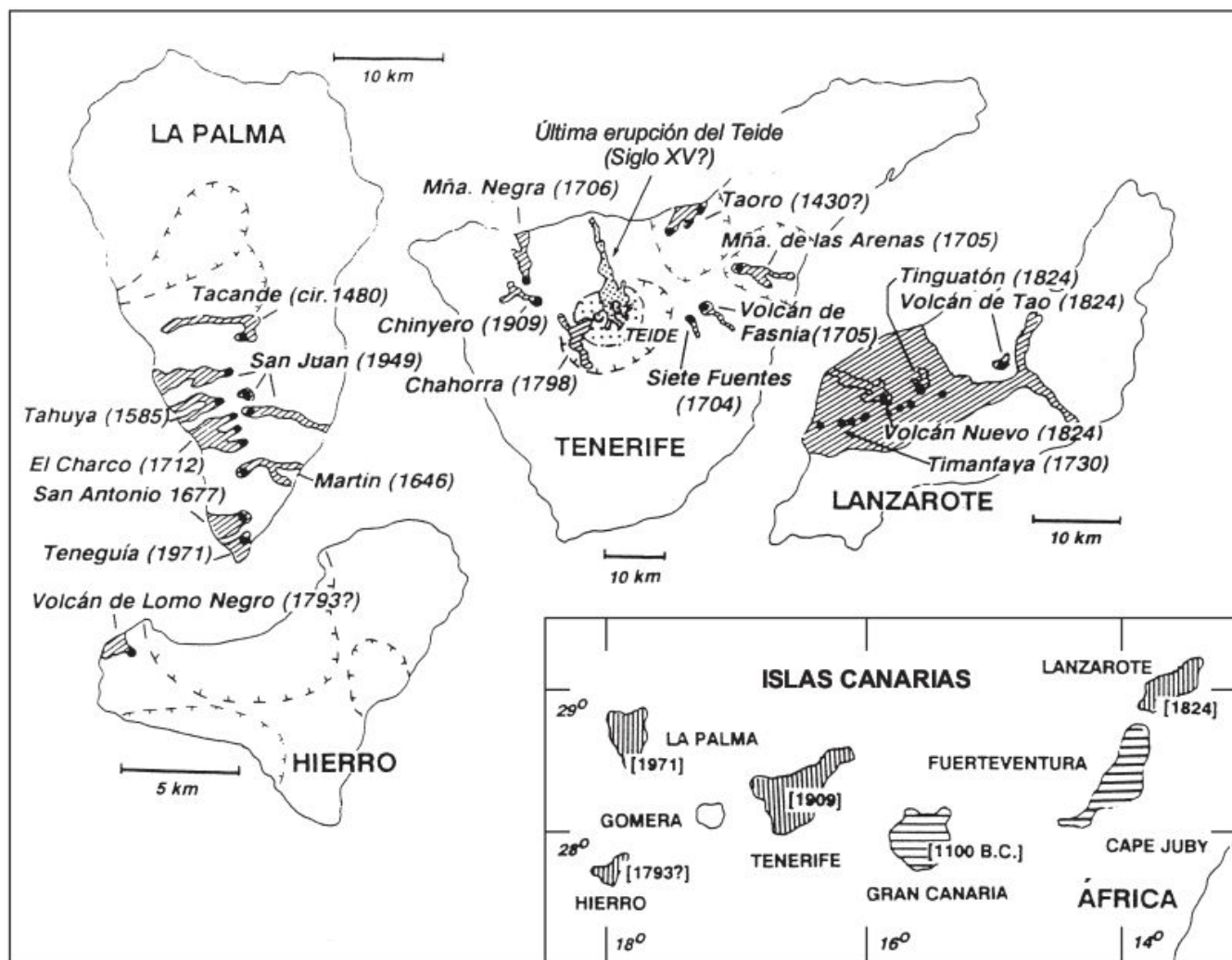
Una de las grandes causas que se aduce para explicar estos grandes deslizamientos (McGuire, 2004) es el agua subterránea que actúa como desestabilizador de los edificios volcánicos, especialmente si el magma se encuentra cerca de la superficie. McGuire (2004) señala que en los volcanes Shasta (California) y Popocatepetl (México) se han producido deslizamientos de 25-30 km<sup>3</sup>. En las islas estos deslizamientos pueden generar tsunamis catastróficos.

En estas últimas décadas se ha incrementado considerablemente la vigilancia y prevención de las erupciones, mediante la instalación de nuevos y complejos instrumentos, que ayudan a conocer los mecanismos de las erupciones volcánicas (Araña y Ortiz, 1993). Debido a la práctica imposibilidad de estudiar profundamente todos los volcanes activos y potencialmente peligrosos, se han concentrado los esfuerzos en 170 volcanes (Ancochea y Barrera, 2002).

Los volcanólogos en la actualidad son capaces de predecir con bastante aproximación «dónde» y «cuándo» tendrá lugar la erupción en un área conocida y vigilada. No obstante, no se puede predecir la magnitud y las características de la erupción, sobre todo en aquellas de tipo explosivo (Araña y Ortiz, 1993).

**FIGURA 4.60** Esquema geológico de la erupción de 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helens. No se indican los depósitos de lluvia piroclástica (Tilling, 2005).





**FIGURA 4.61** Distribución de las erupciones históricas en Canarias. En el recuadro inferior: el rayado vertical indica las islas con erupciones históricas; el rayado horizontal señala las islas con actividad prehistórica; en blanco, sin actividad cuaternaria. Se indican las áreas de actividad volcánica con sus edades. Las estructuras a modo de caldera formadas por grandes deslizamientos se encuentran en Hierro, La Palma y Tenerife (Cendrero *et al.*, 1997).

Es preciso tener un conocimiento geológico lo más profundo posible de las áreas volcánicas que se van a investigar. Se hace necesario conocer el factor tiempo para fijar la vida de un volcán, los tipos de magmas, los mecanismos eruptivos y los criterios geológicos utilizados en la evaluación del riesgo volcánico, que se deducen del análisis de las consideraciones precedentes (Araña, 1988).

La vigilancia de los volcanes activos y peligrosos se realiza en gran parte en los diferentes observatorios volcanológicos (Fig. 4.62). El ascenso del magma produce diversas manifestaciones que se pueden medir, haciéndose más frecuentes e intensas a medida que se acerca la erupción. El magma produce temblores de tierra, deforma la superficie del volcán, produce cambios en los gases que expelen las fumarolas y en ocasiones calientan la superficie (Scarth, 1994).

Las técnicas instrumentales que se emplean, ordenadas de mayor a menor eficiencia, son las siguientes (Araña, 1993; Martí y Folch, 2005):

- Geodesia: redes, nivelación, clinometría.
- Geoquímica de gases y termometría.
- Geofísica: geoelectricidad y geomagnetismo.
- Geofísica: sismología.
- Geodesia: gravimetría.

A veces estos volcanes peligrosos presentan un difícil acceso y entonces su vigilancia se lleva a cabo por sensores remotos (transmisión de datos por satélites artificiales). También se utilizan modelos teóricos pre-eruptivos y eruptivos (Martí y Folch, 2005).

Los métodos geodésicos se utilizan para analizar las deformaciones del terreno debidas a la actividad volcánica.





**FIGURA 4.62** Observatorio volcanológico de la Mont Pelée (Martinica, Pequeñas Antillas), instalado en la falda del volcán, donde se ha colocado una completa instrumentación para llevar a cabo la vigilancia del volcán.

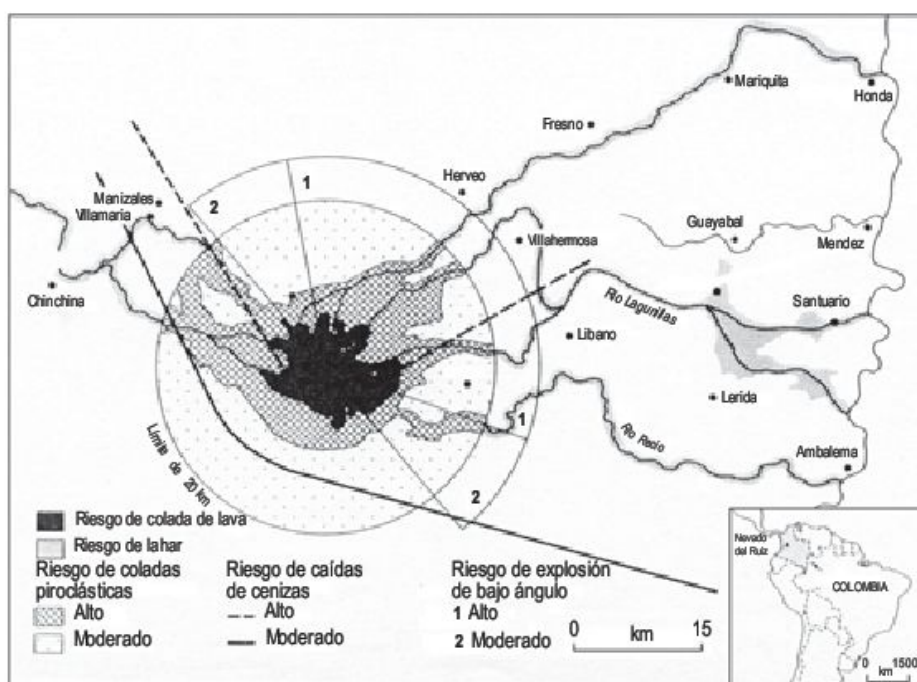
La nivelación y la triangulación son los métodos clásicos para observar las deformaciones, así como la utilización de inclinómetros y extensómetros (Yokohama, 1993).

Los cambios en el volumen y tipos de gases antes de la erupción pueden ser buenos indicadores. Las modificaciones en el volumen o composición están relacionadas posiblemente con cambios en las condiciones de equilibrio en la cámara magmática. Los cambios más significativos son el incremento de las cantidades de HCl, HF y SO<sub>2</sub> y un aumento en la relación S/Cl (Noguchi y Kamiya, 1963). En principio, las temperaturas de la superficie del volcán parecen ser unos datos significativos. Sin embargo, la baja conductividad térmica de las rocas trae consigo que un incremento importante de la temperatura en profundidad no

se manifieste en superficie. El seguimiento de la actividad volcánica mediante métodos geoelectrónicos y geomagnéticos se está desarrollando en estos últimos años.

La sismología es poco eficaz en la predicción de las erupciones (Araña, 1993). Solo si se conocen los registros sísmicos, interpretaciones y respuestas de un área determinada durante varios años, se puede predecir una erupción de una manera plausible (Schmincke, 2004). La gravimetría permite tener información sobre la estructura profunda del volcán, pero al igual que otras técnicas que se aplican a la vigilancia de un volcán es muy discutida.

Todos estos estudios de las características del volcán, así como de su pasado, permiten elaborar mapas de riesgo volcánico (Parra y Cepeda, 1990) (Fig. 4.63). En ellos, se



cartografían las áreas sometidas a un posible riesgo. También se efectúan mapas de riesgos temáticos (lahares, coladas, etc.), cuya superposición da lugar a mapas de síntesis sobre los riesgos de ese volcán. Con estos mapas se pueden tomar medidas de evacuación de aquellas zonas de alta peligrosidad. Algunas veces, el reiterado uso de las alarmas puede llegar a insensibilizar a la gente e interpretar que todas las alarmas son falsas.

Las autoridades pueden ordenar evacuaciones de las zonas de mayor riesgo volcánico. Otras veces, cuando las coladas son relativamente lentas (Fig. 4.15), se pueden efectuar modificaciones en el trazado de las mismas, tal y como se ha llevado a cabo en las recientes erupciones del Etna. En la erupción de 1992, una colada se dirigía a la población de Zaffarena (Barberi *et al.*, 1993). Otro problema puede surgir del desacuerdo en la predicción por parte de los volcanólogos, de cara a una evacuación. En la erupción de 1976 del volcán Soufrière (Guadalupe, Pequeñas Antillas) (Fig. 4.64) un equipo de investigación estimaba que los síntomas indicaban que la erupción era inminente, mientras que otro disenta totalmente de esas predicciones (Tazieff y Derruau, 1990).

Estas discrepancias surgen de la ambigüedad que presentan los distintos indicadores que se utilizan para predecir la inminencia de una erupción (o una fase violenta de una erupción en curso). El ascenso de magma hacia la superficie puede producir la deformación del edificio volcánico, el aumento de la temperatura de los gases y del contenido de los componentes magmáticos en los mismos, el incremento de la actividad sísmica, o variaciones en los campos eléctricos y magnéticos. No obstante, el hecho de que el magma ascienda no quiere decir que, necesariamente, llegue a la superficie y produzca una erupción, ya que en ocasiones puede detenerse a una cierta profundidad. En el estado actual de los conocimientos sobre prevención volcánica, no es posible todavía discriminar entre ambas posibilidades.



**FIGURA 4.64** Calles de la Basse Terre. Al fondo el volcán La Soufrière (Isla de Guadalupe, Pequeñas Antillas).





# 5

## Meteorización y formas resultantes

### CONTENIDO

- 5.1. Introducción
- 5.2. Tipos y procesos de meteorización
- 5.3. Formas resultantes de la meteorización
- 5.4. Aspectos prácticos de la meteorización



# 5.1

## Introducción

La meteorización es el fenómeno más fundamental en la evolución del modelado. Es la precursora del ciclo geológico de erosión, transporte y sedimentación. En el desarrollo del karst la meteorización es el principal agente de la generación de este tipo de modelado. También es esencial en el desarrollo de los suelos, regolitos y en la alteración de las piedras monumentales (Turkington *et al.*, 2005).

La meteorización es la respuesta de los materiales que estaban en equilibrio dentro de la litosfera a condiciones en o cerca de su contacto con la atmósfera, hidrosfera y, quizá todavía más importante, la biosfera (Reiche, 1950). La importancia de la biosfera está sobredimensionada. Una definición muy parecida es la indicada por Winkler (1973). Una gran parte de las rocas han estado sometidas a elevadas presiones y temperaturas, en ausencia de aire y agua. Al aflorar en superficie tienen que buscar condiciones en equilibrio con presiones de una atmósfera, temperaturas mucho menores y presencia de aire y agua, que son las condiciones existentes en el contacto litosfera-atmósfera (Carroll, 1970). Algunos procesos mecánicos de meteorización fragmentan las rocas, mientras que la actividad química altera los diversos tipos de minerales. La acción biológica afecta a las rocas desintegrándolas tanto física como bioquímicamente. El resultado es la generación de una película superficial de alteración. La meteorización facilita la actuación de los procesos erosivos, ya que la carencia de la alteración debilita considerablemente la denudación. Los productos resultantes de la meteorización se reestructuran formando minerales y rocas de neoformación que, a veces, pueden ser indicadores paleoclimáticos (Birkeland, 1984; Migon y Lidmar-Bergström, 2002; Bremner, 2002).

De la definición de Reiche (1950) se deduce que el clima ejerce una influencia fundamental en los procesos de meteorización. Estas circunstancias se reflejan claramente en los diagramas de Peltier (1950) y Wilson (1968, 1969) en los que se relacionan los procesos de meteorización con las variaciones de precipitación y temperaturas medias anuales (Figs. 12.1 y 12.3).

En la alteración de las rocas en ambientes desérticos fríos y polares (Ugolini, 1986) el proceso fundamental es el hielo-deshielo que ejerce su máxima acción en los ambientes cuyas temperaturas medias oscilan alrededor de 0 °C. En estas regiones polares, las bajas temperaturas afectan no solo a la velocidad de las reacciones químicas, sino también al estado del agua. Las bajas temperaturas retardan la disolución, excepto para las rocas carbonatadas. También las bajas temperaturas afectan directa o indirectamente a la colonización, crecimiento y descomposición

de los componentes biológicos. Por el contrario, se tienen factores favorables para la actividad de los procesos físicos y químicos: duración de la radiación solar durante el verano, una mayor radiación ultravioleta, elevados gradientes de temperatura, ciclos de humedecimiento y secado y de hielo-deshielo, etc. Se puede concluir que la débil meteorización en las regiones polares es el resultado de factores climáticos adversos que traen consigo la disminución de la producción de biomasa, velocidad de descomposición de la materia orgánica, y también decrece la lixiviación y la formación de quelatos.

La alteración de las rocas en las zonas áridas es el resultado sobre todo de las amplias variaciones diarias y estacionales de temperatura y humedad relativa. Además, en los desiertos los afloramientos rocosos suelen ser más abundantes que en otras zonas climáticas y las características litológicas y estructurales de los mismos se dejan sentir en la actuación de los procesos y en las morfologías resultantes (Fig. 5.1). En estos ambientes desérticos la meteorización física tiene un peso específico mayor que las meteorizaciones biológica y química. La escasez de agua y las altas temperaturas existentes traen consigo un débil desarrollo de la vida animal y vegetal y, por consiguiente, la meteorización biológica es muy reducida (Bierman y Caffee, 2001; Viles, 2005). Igualmente, este déficit hídrico afecta a la actividad e intensidad de la meteorización química, ya que el agua es necesaria para el ataque a las estructuras cristalinas y para la posterior movilización de los iones en disolución. No obstante, algunos procesos como la meteorización salina son de tipo físico-químico y ésta lleva implícita la disolución y precipitación de sales de elevada solubilidad y la posterior rotura de la roca (Cooke *et al.*, 1993). También se reconocen en las zonas áridas la formación de óxidos de hierro por acción capilar y la movilización de sílice y alúmina en medios alcalinos (Smith, 1994). Todo ello parece indicar que en los desiertos se desarrollan la mayoría de los procesos de meteorización química, pero su intensidad disminuye considerablemente con relación a los ambientes más húmedos. Por otro lado, en las regiones áridas podemos encontrar algunas formas y depósitos heredados de diferentes condiciones climáticas pasadas, tales como perfiles de alteración, lateritas, dolinas y cavidades kársticas, etc. Todos ellos se formaron en climas pretéritos mucho más húmedos en los que la meteorización química era más acusada.

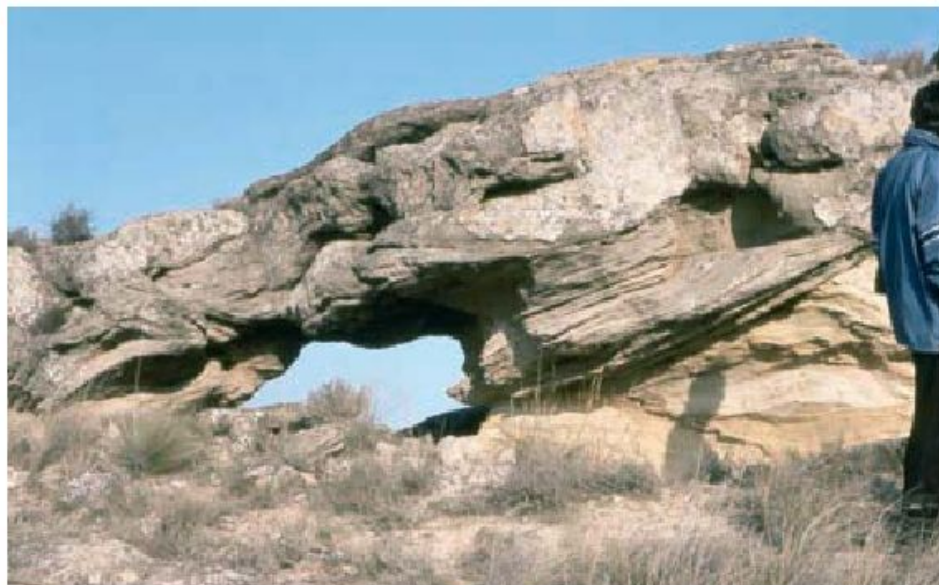
El resultado de la actividad de los procesos de meteorización se manifiesta en las rocas por disgregación granular, descamación y fracturación. Las partículas liberadas se movilizan por los procesos erosivos fluviales y eólicos,



quedando impresas sobre la roca diversas morfologías, como consecuencia de la desigual actividad de los procesos de alteración. Estas formas suelen ser de pequeño tamaño y se caracterizan fundamentalmente por la presencia de oquedades poco profundas en la superficie de la roca (Goudie, 1989a).

En las zonas tropicales húmedas los procesos dominantes son los de meteorización química con una lixiviación máxima, como consecuencia de las mayores precipitaciones. Además la alteración en estas zonas es más intensa y profunda por las elevadas temperaturas, que incrementan la velocidad de las reacciones químicas. Además tienen una densa vegetación que aporta a la capa superficial una gran cantidad de materia orgánica, que en su mayor parte es consumida por las bacterias, por lo que son

suelos con poco humus. Las condiciones de elevadas temperaturas y precipitaciones incrementan la biota y la fauna. La acción de diferentes tipos de especies faunísticas efectúa un papel singular en la movilización del material superficial y también en la construcción de pequeños montículos (Fig. 5.2). No cabe duda de que el clima es uno de los factores más significativos en el desarrollo de la meteorización. El agua resultante de la precipitación es el reactivo más importante en los procesos de meteorización y su cantidad es un factor fundamental en la intensidad y tipo de alteración. En las regiones tropicales húmedas es el agente que ataca las estructuras cristalinas y evacua las bases ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ ) y parcialmente la sílice. También afecta a la velocidad de las reacciones bioquímicas en las plantas. La temperatura lleva a cabo acciones di-



**FIGURA 5.1** Areniscas perforadas por procesos de meteorización controlados por la estructura de la roca. Paleocanales de arenisca calcárea miocena de la Depresión del Ebro. Alcañiz (provincia de Teruel, España).



**FIGURA 5.2** Pequeños montículos construidos por cangrejos para su hábitat. Fort de France (isla de Martinica, Pequeñas Antillas).



rectas e indirectas en los procesos de meteorización. Las elevadas temperaturas aceleran las reacciones químicas. Según la Ley de Van't Hoff por cada 10 °C de aumento de temperatura, las velocidades de las reacciones químicas se duplican o triplican (Tricart y Cailleux, 1965).

El resultado de la actuación de los procesos de meteorización, sobre todo los de alteración química, da lugar a una roca intensamente meteorizada. Esta descomposición de las rocas es consecuencia de las elevadas precipitaciones, temperaturas y de la respuesta de la vegetación a las mismas. Las aguas naturales alcanzan en estas áreas valores de pH que oscilan entre 4 y 6 y es muy posible que esta acidez sea debida a la hidrólisis de los silicatos (Curtis, 1976). La importante liberación de dióxido de carbono biogénico suministra gran cantidad de bicarbonatos a las aguas. Los procesos de humificación producen ácidos húmicos y fúlvicos que exportan cationes como compuestos órgano-metálicos (Thomas, 1994a).

Debido a la actividad de estos procesos se originan potentes perfiles de alteración, que serán analizados con posterioridad.

Por otra parte, Duchafour (1979) diferencia entre alteración geoquímica, en ausencia de materia orgánica, y alteración bioquímica condicionada por la presencia de materia orgánica. La **alteración geoquímica** evoluciona rápidamente hacia formas cristalinas simples bajo la generación de óxidos libres (oxihidróxidos) o bien formas complejas, como las arcillas de neoformación. Por el contrario, la **alteración bioquímica** se caracteriza por la lentitud de los procesos de cristalización y neoformación. La cristalización de los óxidos de hierro, la neoformación de las arcillas a expensas de los geles se ralentiza en presencia de materia orgánica. Por el contrario, las transformaciones de los minerales micáceos se aceleran con la existencia de materia orgánica y acompanyante (Robert *et al.*, 1979).

## 5.2 Tipos y procesos de meteorización

La meteorización se divide en tres tipos: física o mecánica, biológica y química y todos ellos pueden actuar conjuntamente. En la meteorización física la roca se rompe por diferentes causas mecánicas (Fig. 5.3). La mayoría

de las fuerzas aplicadas a los materiales geológicos son externas, aunque también pueden estar acumuladas en el interior de la roca.



**FIGURA 5.3** Meteorización física. Desierto del Sinaí (Egipto). Foto J. Rosell.



## 5.2.1 Meteorización física

### 5.2.1.1 Lajamiento

Las rocas que han estado a una profundidad considerable en la litosfera y, por lo tanto, sometidas a elevadas presiones de confinamiento, al ascender a la superficie sufren una descompresión por pérdida de carga que se transmite a las rocas, generando un diaclasado paralelo a la topografía denominado **lajamiento** (*sheeting*) (Fig. 5.4) (Gilbert, 1904; Birot *et al.*, 1968). El lajamiento se conoce también por muchos nombres (Twidale y Vidal Romaní, 2005) y consta de una estructura en losas arqueadas de hasta 10 m de potencia (Fig. 5.5) y se considera 0,2 m como un espesor mínimo. El lajamiento corta las estructuras del substrato y,

por consiguiente, postdatan la consolidación de la roca afectada. Se encuentran en la mayoría de los ambientes climáticos. El espaciado de este diaclasado discontinuo aumenta por lo general con la profundidad y se reconoce más claramente en rocas masivas como granito, conglomerados, areniscas, etc. Es muy posible que la falta de referencias en rocas no masivas se deba a que la expansión se distribuye por antiguos planos de fisibilidad (Ollier, 1965). El lajamiento se explica por procesos de termoclastia, meteorización química y relajamiento por pérdida de carga, considerándolos en este caso como un diaclasado topográfico (Lewis, 1954; Chapman, 1956; Birot *et al.*, 1968). Estas interpretaciones son de carácter exógeno. Las de tipo endógeno atribuyen el lajamiento a los esfuerzos desarrollados durante el emplazamiento del granito antes de su en-



**FIGURA 5.4** Lajamiento desarrollado en los granitos del Valle de Yosemite (California). Las lajas son paralelas a la superficie del terreno. Foto J. López Martínez.



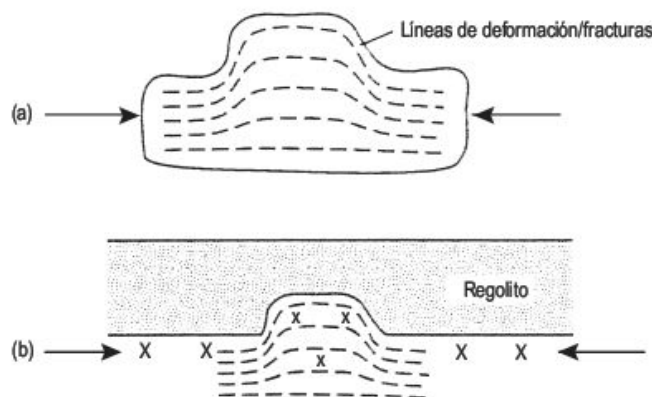
**FIGURA 5.5** Lajamiento en la cumbre del Half Dome, Valle de Yosemite (California). Al fondo se puede observar la influencia del lajamiento en las laderas. Foto J. López Martínez.



friamiento y otros las relacionan con intrusiones diapíricas de domos gneísicos. Algunos autores señalan que el lajamiento resulta de una compresión lateral (Twidale, 1973, 1982; Vidal Romaní *et al.*, 1995; Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005). Como veremos, este diaclasado tiene una gran importancia en el modelado de las áreas cratónicas tropicales (Biot, 1960, 1968). Mediante medidas *in situ* de esfuerzos se ha obtenido que el continente australiano está en un estado de compresión horizontal (Twidale y Vidal Romaní, 2005). Estos estados compresivos postorogénicos se reconocen actualmente en la corteza terrestre (Müller, 1964a). El trabajo experimental de Holzhausen (1989) indica que la compresión lateral de bloques parcialmente confinados produce trayectorias de deformación ascendentes (Fig. 5.6).

### 5.2.1.2 Crioclastia

Es el proceso de meteorización más importante de las zonas periglaciares. También se denomina **gelivación** y **gelifracción**. El agua al congelarse aumenta aproximadamente su volumen en un 9% y la roca se rompe cuando se supera la resistencia a la tensión. Si el agua se hiela en un espacio confinado se ejercerán grandes presiones sobre la roca encajante. Sin embargo, la acción de la helada nunca es totalmente confinada, ya que el agua al helarse en una grieta puede extruir y solo parte de la expansión se utiliza en disgregar la roca (Ollier, 1969b). La cubierta de vegetación esparcida y los afloramientos rocosos ejercen una influencia importante en la crioclastia en los ambientes polares. La vegetación actúa como protectora y la abrasión del viento y la gran desecación en los afloramientos rocosos impide la retención de los productos de meteorización (Ugolini, 1986). Por consiguiente, la meteorización es peculiar en las regiones polares (Strakhov, 1967) (Fig. 12.4). La rotura produce clastos angulosos o gelifractos, pero también tiene lugar una desintegración granular. Esta rotura



**FIGURA 5.6** Respuesta de la compresión de un bloque parcialmente confinado: (a) experiencia de laboratorio (Holzhausen, 1989); (b) resultado de la compresión de un bloque parcialmente confinado en circunstancias reales de campo (en Twidale y Vidal Romaní, 2005).

mecánica de las rocas es un importante agente geomorfológico, como lo indican los campos de bloques existentes sobre superficies aplanadas y las potentes y extensas acumulaciones de gelifractos en laderas de áreas montañosas. El máximo efecto de la crioclastia se produce en primavera, cuando el agua resultante de la fusión nival penetra en las grietas y se congela con posterioridad. En las laderas meridionales de Sierra Nevada, alcanza su mayor intensidad durante los periodos pre y postnavales (Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998). La continua producción de gelifractos trae consigo el retroceso de las paredes rocosas, que según experiencias de campo varía entre 0,3 mm/año en Spitsbergen (Jahn, 1976) y 2,5 mm/año en los Alpes suizos (Barsch, 1977a).

La crioclastia se hace sentir con gran intensidad en las partes superiores de los estratovolcanes, que irrumpen las llanuras de África centrorienta, como el Monte Kenia y el Kilimanjaro. También se manifiesta en las altas cumbres andinas de Chile, Perú, Ecuador y Nevados de Colombia.

La efectividad de la crioclastia es función del contenido de agua y del tipo de roca (Biot *et al.*, 1968). Las rocas ígneas experimentan una menor desintegración que las pizarras. Esto está en relación con las características estructurales, fundamentalmente con la densidad de planos de fisibilidad de la roca (Fig. 5.7). En el caso de sedimentos la crioclastia depende de la porosidad y las rocas con una porosidad menor del 6% no experimentan crioclastia y las muy porosas no están afectadas por la gelivación (Lautridou y Ozovf, 1982).



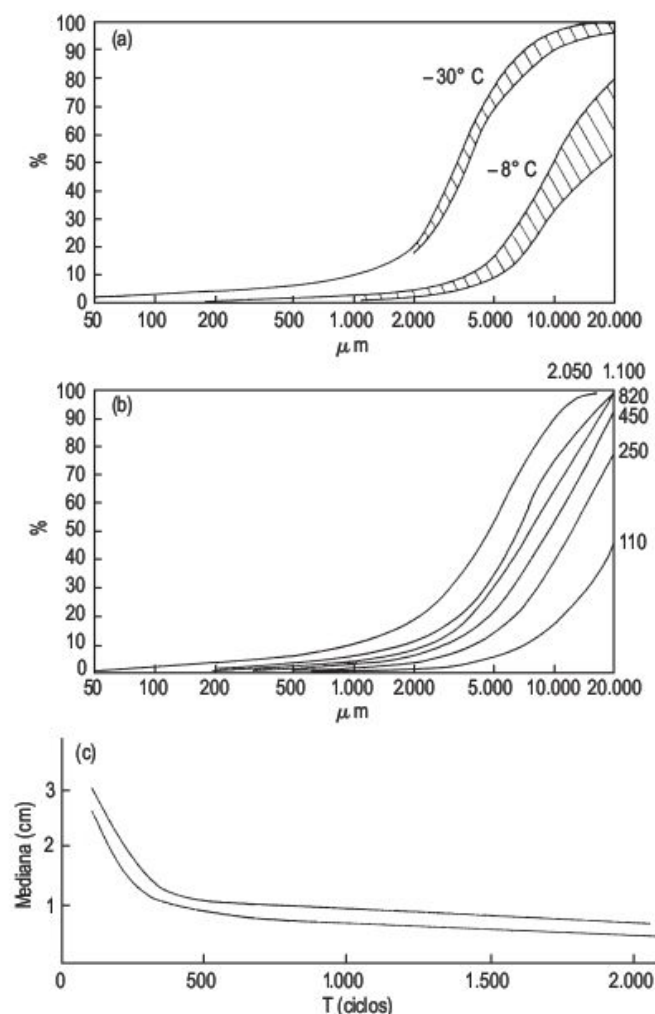
**FIGURA 5.7** Posible acción de la crioclastia sobre canto rodado con exfoliación. Isla de James Ross, al Este de la Península de la Antártida. Foto A. Martín Serrano.



Se han llevado a cabo numerosas experiencias sobre meteorización criogénica para distintos tipos de rocas sometidas a diferentes condiciones (Tricart, 1956a). Las realizadas sobre esquistos (Lautridou, 1988) (Fig. 5.8) señalan que tiene lugar una mayor fragmentación del material cuando aumenta la intensidad de la helada, que trae consigo un efecto de fatiga de la roca por el intenso enfriamiento. Igualmente se produce un incremento en la desintegración por crioclastia cuando aumenta el número de ciclos de hielo-deshielo, al igual que una disminución de la mediana con el tiempo.

### 5.2.1.3 Termoclastismo

Las variaciones de temperatura que experimenta una roca dan lugar a dilataciones y contracciones que pueden lle-



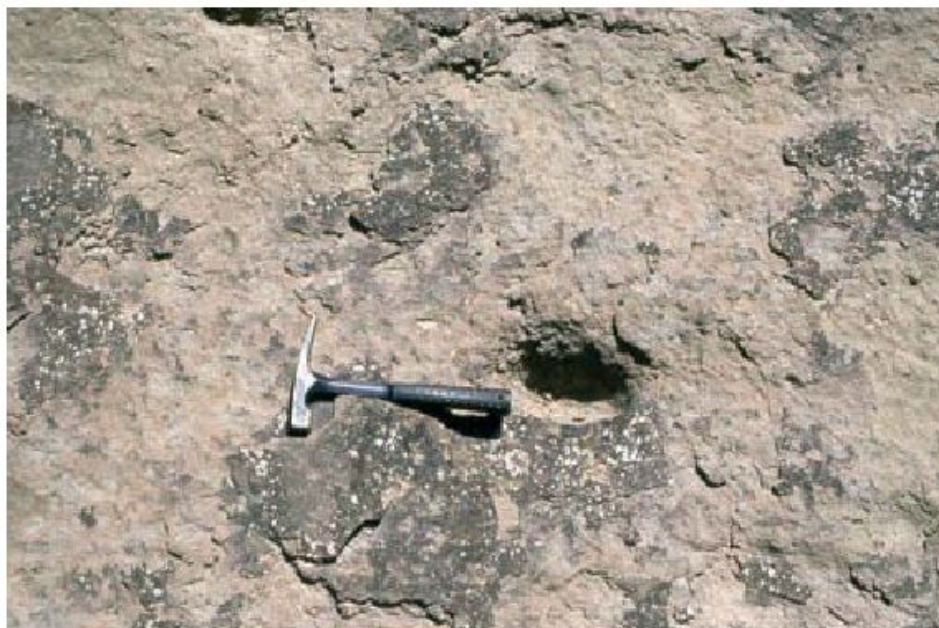
**FIGURA 5.8** Ejemplos de granulometrías de gelifractos resultantes de esquistos precámbricos de Normandía. (a) Influencia de la intensidad de la helada. (b) Cambio con el tiempo (indicado por el número de ciclos de helada a  $-18^{\circ}\text{C}$ ). (c) Reducción con el tiempo de la mediana de los gelifractos (ciclos de helada a  $-8^{\circ}\text{C}$ ) para las muestras B y F (modificado de Lautridou, 1988).

var a la rotura de la misma. El calor suministrado puede proceder de la radiación solar y en ocasiones de fuegos, relativamente frecuentes en ambientes semiáridos (Ollier y Ash, 1983). En el primer caso, el proceso de desintegración física se denomina **meteorización por insolación** y, el segundo, se denomina **choque térmico** (*thermal shock*) (Yatsu, 1988; Dorn, 2003). Las superficies rocosas de los desiertos están sometidas a elevadas temperaturas, que pueden alcanzar valores de  $82^{\circ}\text{C}$  en Sudán (Goudie, 1989a), y a oscilaciones diurnas de  $54^{\circ}\text{C}$  como en el desierto de Atacama (Keller, 1946). La meteorización por insolación se manifiesta en los poco frecuentes afloramientos existentes en los trópicos húmedos, que pueden alcanzar hasta  $50^{\circ}\text{C}$  y están sometidos, por consiguiente, a expansiones y contracciones térmicas. En estos afloramientos los ciclos de humedecimiento y secado también pueden ser un factor significativo de alteración.

La mayoría de las rocas están formadas por diferentes minerales y estos presentan dilataciones térmicas distintas según su color y estructura. Las rocas y los minerales oscuros absorben más calor que los claros. Además, algunos minerales se dilatan más fácilmente en una dirección que en otra, según su estructura cristalina. Las dilataciones producen esfuerzos compresivos en el interior de la roca y las contracciones esfuerzos tensionales. Como resultado de las diferentes expansiones y retracciones pueden producirse microfisuras y disgregación granular (Biro et al., 1968). Por otra parte, como las rocas son malas conductoras del calor existe una importante diferencia de temperatura entre la superficie y el interior de la roca (Fig. 5.9), lo que también da lugar a importantes dilataciones y contracciones, que llevan a la descamación de la misma (Biro et al., 1968; Warke y Smith, 1994; Smith y Warke, 1997). Los cantos o bloques aflorantes en superficie rotos en fracturas paralelas (*cleaved boulder*) se interpretan como producidos por meteorización por insolación (Ollier, 1983), aunque otros investigadores estiman que la causa es el haloclastismo. Los ruidos bruscos o chasquidos escuchados por los exploradores en el silencio nocturno de los desiertos se cree que son debidos a la rotura de las rocas al enfriarse durante la noche.

Los clásicos experimentos de laboratorio de Blackwelder (1925, 1933) y Griggs (1936) de ciclos de calentamiento y enfriamiento con diferentes tipos de rocas, en ausencia de agua, ponen de manifiesto la inexistencia de roturas de las rocas después de numerosos ciclos, equivalentes a 244 años de meteorización diaria. Pero al enfriar la roca con agua en lugar de aire seco se producen fracturas después de un número de ciclos equivalentes a dos años y medio. Hay que tener en cuenta que la presencia de humedad es general en todos los desiertos bajo la forma de brumas, rocíos nocturnos y, a veces, aguaceros que enfrían rápidamente la roca y enfatizan las contracciones. Otra circunstancia que se tuvo en cuenta en los primeros experimentos es el que las rocas se van debilitando paulatinamente en largos periodos de tiempo, al estar afecta-





**FIGURA 5.9** Arenisca calcárea oligocena colonizada por líquenes y afectada por una intensa descamación. Albelda, provincia de Huesca (Depresión del Ebro).

das por continuos ciclos de dilatación y contracción, que conducen a la fatiga de la roca y finalmente a su fracturación (Griggs, 1936; Aires-Barros *et al.*, 1975 y Aires-Barros, 1977; Gómez-Heras *et al.*, 2006). Además, siempre hay que tener presente que la rotura de las rocas no solo se debe a un único mecanismo, sino que por lo general se superponen o alternan dos o más procesos (Robinson y Williams, 1994). Las temperaturas disminuyen exponencialmente con la profundidad y el descenso más rápido se realiza en los primeros centímetros (Peel, 1974) (Fig. 5.10). Los ensayos de laboratorio de Gómez-Heras *et al.*, (2006) señalan que las diferencias de temperatura en superficie para distintos minerales pueden producir disgregación granular por efectos de fatiga. También el tamaño de los cristales ejerce un importante control sobre las diferentes temperaturas de los minerales en superficie. Por último, las diferencias de temperatura podrían tener un control directo en la rotura de las rocas (Gómez-Heras *et al.*, 2006).

Goudie *et al.*, (1992) llevan a cabo la simulación artificial de la meteorización de las rocas por fuego. El proceso de desintegración del material varía fundamentalmente en función de las características físicas de la roca (textura, mineralogía y tipo de cemento), es decir, de las propiedades intrínsecas de la roca (Allison y Goudie, 1994).

### 5.2.1.4 Hidroclastismo

Las rocas están sometidas a ciclos de humedecimiento y secado, que producen efectos disruptivos. Esta acción desintegradora inducida por el agua se comprueba mediante ensayos de durabilidad llevados a cabo con diferentes rocas (Ollier, 1984). Estas permanecen sumergidas durante un día en agua y al día siguiente se secan al aire. La desintegración se manifiesta por una descamación su-

perficial y fracturación de la roca, preferentemente a lo largo de los planos de fisibilidad existentes. Las primeras descamaciones se observan después de cinco ciclos y el agrietamiento comienza una vez superados los diez ciclos. La desintegración completa tiene lugar después de unos 180 ciclos. La descamación se interpreta por la polaridad de las moléculas de agua que son atraídas por las superficies de los minerales, produciéndose una fuerza expansiva que separa las superficies confinadas. Este mecanismo se comprueba en experiencias de laboratorio cuando se someten las rocas a la actividad de líquidos de alta y baja polaridad. Los primeros producen importantes efectos disruptivos, mientras que en los segundos la acción desintegradora es nula (Anon, 1966).

Las superficies de las rocas en los desiertos pueden humedecerse por aguas de lluvia, rocío y niebla. El rocío es frecuente en algunos desiertos y puede dar lugar a un ciclo diario de humedecimiento y secado (Cooke *et al.*, 1993). Por otra parte, la penetración del agua en la roca depende del tamaño y geometría del poro, mientras que el secado implica evaporación y es función de la temperatura y velocidad del viento. Es evidente que el hidroclastismo es más importante cuantos más ciclos de humedecimiento y secado afecten a la roca. Por eso, los afloramientos de roca desnuda situados en laderas de solana sufren una más intensa desecación que las rocas situadas en umbría y, por consiguiente, el número de ciclos de hidroclastia será mayor y la meteorización de las rocas más profunda. Estas circunstancias se comprueban en las areniscas terciarias de la Depresión del Ebro (Sancho y Benito, 1990) y se corroboran en los sillares de iglesias y edificios históricos de esta región, como en las iglesias medievales de Torres del Bayo (Gracia, 1985). Tanto en unos como en otros las areniscas están intensamente alteradas cuando están orientadas a so-



### 5.2.1.5.1 Influencia del clima

Las amplias variaciones diurnas y estacionales de temperatura y humedad relativa reinantes en todos los desiertos, junto con la presencia de vientos secos y esporádicos, facilitan el haloclastismo (Goudie, 2004d). Además, estas variaciones de temperatura y humedad no solo son de carácter temporal, sino que se manifiestan también en superficie y cerca de la misma, por lo que influyen en la variabilidad espacial de los procesos de meteorización salina. Las altas temperaturas dan lugar a la evaporación de las soluciones salinas y finalmente a su precipitación. Igualmente el enfriamiento de las soluciones saturadas puede producir también la precipitación de sales. Por otra parte, el incremento de humedad puede generar sales hidratadas y el aumento de temperatura origina la dilatación térmica de los cristales salinos. Estos procesos de crecimientos de cristales, hidratación y dilatación producen importantes modifica-

ciones volumétricas, que traen consigo esfuerzos disruptivos en las rocas afectadas (Cooke *et al.*, 1993).

Las variaciones climáticas afectan al movimiento del agua por capilaridad (Cooke *et al.*, 1982) (Fig. 5.11). La zona de capilaridad, que puede alcanzar una altura de 3 m en ambientes muy áridos, varía en función del tamaño de las partículas constituyentes y del grado de cementación de la roca. Su límite superior viene dado por acumulaciones de cristales de sal y cuando el frente capilar alcanza la superficie se originan eflorescencias salinas (Fig. 5.12).

### 5.2.1.5.2 Las rocas afectadas

El influjo de la meteorización salina sobre las rocas es función de la mayor o menor capacidad transmisiva del agua cargada de sales. Por eso, es necesario conocer las propiedades físicas de las rocas tales como porosidad eficaz



**FIGURA 5.11** Características de la zona de capilaridad (Cooke *et al.*, 1982).



**FIGURA 5.12** Eflorescencias salinas en areniscas calcáreas miocenas de la Depresión del Ebro. El Tormillo (provincia de Huesca).



y atrapada, distribución porosimétrica, capacidad de adsorción, penetración capilar, desorción, expansión hídrica, resistencia a la tracción, entre otras. También es importante saber los tipos de minerales de la arcilla existentes.

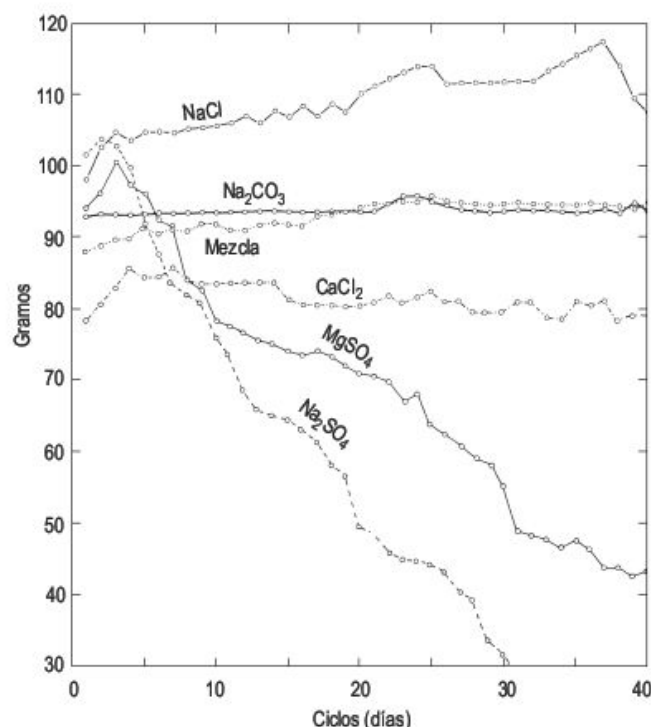
Los ensayos de durabilidad llevados a cabo sobre distintos tipos de roca para conocer el grado de resistencia ante diferentes soluciones salinas, reflejan que las areniscas y calizas son menos resistentes al haloclastismo que las rocas ígneas y metamórficas. Este tipo de meteorización es más efectivo en rocas porosas con gran capacidad de adsorción y pérdida de agua tales, como por ejemplo, areniscas poco cementadas (Mabbutt, 1977).

### 5.2.1.5.3 Las sales: tipos, procedencia y zonas de concentración

Las sales más frecuentes que intervienen en los procesos de haloclastismo son los cloruros, sulfatos, carbonatos y nitratos de sodio, calcio, magnesio y potasio. El  $\text{CaCO}_3$  es frecuente en zonas semiáridas, los sulfatos predominan en áreas áridas y los cloruros abundan en los desiertos costeros (Cooke *et al.*, 1993). Para que se produzca la cristalización es necesaria la alternancia de etapas de humedecimiento y secado y cuanto más ciclos de este tipo se produzcan mayor será la intensidad de la meteorización salina. La efectividad de la meteorización varía con la solubilidad de las sales, capacidad de hidratación de las mismas y su fuerza de cristalización. Algunas sales, como la mirabilita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) tienen un poder disruptivo muy superior al producido por el paso de agua a hielo. Los ensayos de laboratorio llevados a cabo con distintos tipos de soluciones salinas indican que los sulfatos de sodio y magnesio son los más efectivos (Fig. 5.13) en la disgregación de las rocas por haloclastismo (Goudie *et al.*, 1970). Por otra parte, la hidratación de algunas sales trae consigo un considerable aumento de volumen y como consecuencia se generan importantes esfuerzos que ayudan a desintegrar la roca. En la naturaleza son frecuentes hidrataciones tales como el paso de thenardita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) a mirabilita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) que pueden realizarse en veinte minutos (Mortensen, 1933) o el de anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ) a yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). En esta última se produce un incremento del volumen del 39% (Jauzein, 1974).

Los tipos de sales existentes en una región dependen de la constitución litológica del área de procedencia y, por lo tanto, varían de unas regiones a otras. En Australia predomina el  $\text{NaCl}$ , en los salares del desierto de Atacama las sales dominantes son el  $\text{NaCl}$  y los sulfatos de sodio y calcio, en las áreas endorreicas de la Depresión del Ebro los cloruros y sulfatos de sodio son las sales más abundantes (Pueyo, 1978-79) y en algunos lagos salados de África noroccidental el  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  es la sal preponderante.

Las sales derivan fundamentalmente de los iones liberados de los procesos de meteorización química de las rocas, que se movilizan en disolución por las aguas de es-



**FIGURA 5.13** Variaciones en peso de muestras de la arenisca Arden, después de ser sometida a ensayos de haloclastismo con diferentes tipos de sales (Cooke y Evans, 1970).

correntía y también por los flujos subterráneos. En zonas litorales, la sobreexplotación de los acuíferos produce una penetración de la interfase tierra adentro y un aumento de la salinidad de las aguas extraídas. Otra fuente de movilización de las sales proviene de la erosión hídrica y eólica de depósitos salinos. También las sales pueden proceder de polvo o gases volcánicos. En los desiertos litorales, los aerosoles marinos procedentes del mar constituyen con frecuencia una importante fuente de suministro de sales (Goudie y Viles, 1997). En estas áreas se observa un claro descenso paulatino del contenido de sales hacia el interior (Goudie, 1989b). En Aftout (Mauritania) y en el Delta del Senegal, las olas al chocar contra las barras litorales producen gotas de agua que se evaporan generando pequeños cristales de sal, que flotan en suspensión dando origen a una bruma blancuzca que el viento empuja al continente. Con posterioridad son arrastrados por la lluvia o, lo que es más frecuente, por el aumento de la humedad relativa durante la noche, que permite la fijación de agua por estos cristales hidrocópicos y al agrandarlos se produce su caída (Tricart, 1969).

Las sales procedentes de estas diferentes fuentes de alimentación se acumulan en una gran variedad de situaciones (Cooke *et al.*, 1993). En los desiertos litorales (Perú-Chile, Namibia y oeste de Australia) se produce un aporte de sales de 150 kg/ha/año procedente de los océanos. En llanuras mareales de mares de elevada salinidad como en el Mar Rojo, Golfo Pérsico y Mar Mediterráneo



(Túnez) tiene lugar una importante sedimentación salina en las sabkhas litorales. En el interior del continente la evaporación de las aguas lacustres, suministradas por aguas de escorrentía y subterráneas y aporte eólico, da lugar a lagos salinos. La diferente solubilidad de las sales condiciona su precipitación y el resultado es el desarrollo de una zonación, que se manifiesta por la presencia de cloruros en sus partes internas, sulfatos en sus zonas medias y carbonatos, menos solubles, en las orlas externas (Figs. 5.14 y 5.15).

#### 5.2.1.5.4 Procesos físico-químicos

Los mecanismos que comporta la meteorización por haloclastismo son de carácter químico y físico. Comprenden la cristalización, hidratación y expansión térmica de sales

de elevada solubilidad en espacios confinados o semiconfinados, tales como los poros y grietas de las rocas.

De estos tres mecanismos el **crecimiento de cristales** es el más importante (Goudie, 1974) y se produce a partir de soluciones salinas, que al saturarse precipitan en los espacios porosos bajo la forma de cristales de sal (Winkler y Singer, 1972). Estos cristales pueden continuar creciendo entre las paredes que los confinan, si se mantiene una película de solución salina en la interfase cristal/roca. La cristalización genera importantes presiones que se transmiten a la roca (Evans, 1969-70). La precipitación se produce por evaporación, enfriamiento o mezcla de soluciones con un ión común. La solubilidad de algunas sales ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaNO}_3$  y  $\text{MgSO}_4$ ) disminuye con el descenso de temperatura, por lo que a veces el enfria-

**FIGURA 5.14** Zona de precipitación de sulfatos con domos selenitosos. Al fondo, área central de precipitación de doruros. Sebkhah el Melah. Zarzis (Túnez).



**FIGURA 5.15** Túmulo de yeso del Mesiniense parcialmente colapsado. Sorbas (provincia de Almería, España).





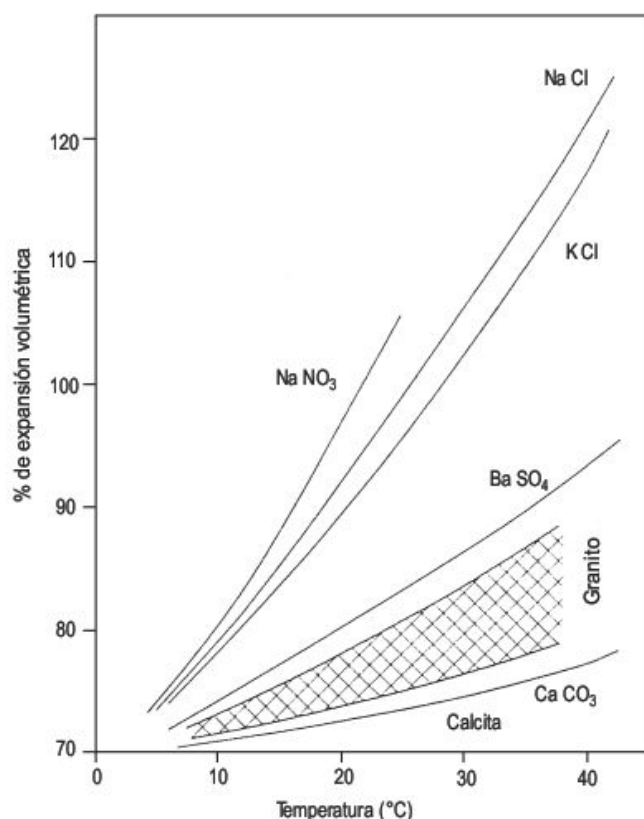
miento nocturno produce precipitación (Goudie, 1989a). En general, el crecimiento de cristales de sal es más importante en áreas en las que es frecuente el humedecimiento y secado o bien en zonas de concentración de sales, como en los bordes de los lagos salados y en canales fluviales.

La **hidratación** implica la adsorción de agua por una sal en el interior de la estructura cristalina. Este mecanismo trae consigo un claro aumento de volumen con sus consiguientes efectos disruptivos en zonas confinadas, lo que produce disgregación granular y agrietamiento en las rocas. Como es lógico los distintos tipos de sales generan diferentes presiones de hidratación. El  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  y el  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  al hidratarse incrementan su volumen en un 300% (Goudie, 1977). La precipitación inicial se produce bajo la forma de sales hidratadas en los intersticios de las rocas, pero debido a las elevadas temperaturas existentes durante el día las sales pasan a fases anhidras. Por la noche, al descender la temperatura y aumentar la humedad, pueden volver a hidratarse. De todo ello se deduce que la hidratación es función de los cambios de temperatura y humedad que tienen lugar en los desiertos (Cooke *et al.*, 1993). Estos procesos de adsorción y pérdida de agua de la red cristalina se repiten numerosas veces, por lo que las presiones producidas por estos cambios volumétricos y sus efectos de desintegración en las rocas pueden ser importantes (Goudie y Viles, 1997).

La **expansión térmica** de cristales de sal, según las experiencias de laboratorio, es un mecanismo menos efectivo que los anteriores (Goudie, 1974). La expansión por calentamiento por insolación depende de la dilatación térmica de cada sal, que suele ser superior a la de los minerales de las rocas (Cooke y Smalley, 1968), y de las oscilaciones térmicas que se registran en los diferentes desiertos. Los estudios experimentales se han llevado a cabo para temperaturas muy superiores a las existentes en las superficies rocosas de los desiertos (Fig. 5.16), pero se supone que la expansión volumétrica de las sales por calentamiento por insolación presenta comportamientos parecidos (Cooke y Smalley, 1968). Las dilataciones producidas en las sales existentes en los poros y fisuras de las rocas muy próximas a la superficie generan esfuerzos que pueden conducir a su agrietamiento. Algunos estudios realizados en latitudes medias señalan que los afloramientos rocosos de las zonas de solana presentan un mayor grado de meteorización que los existentes en umbría. Se atribuye esta diferencia a la dilatación térmica del  $\text{NaCl}$  (Johannessen *et al.*, 1982).

## 5.2.2 Meteorización biológica

Algunos autores efectúan diferenciaciones más precisas para la alteración biológica. La **Biogeomorfología**, según Viles (1988) se considera como un único término para agrupar precisamente al papel de los seres vivos en la descomposición de las rocas y creación de micromorfologías.



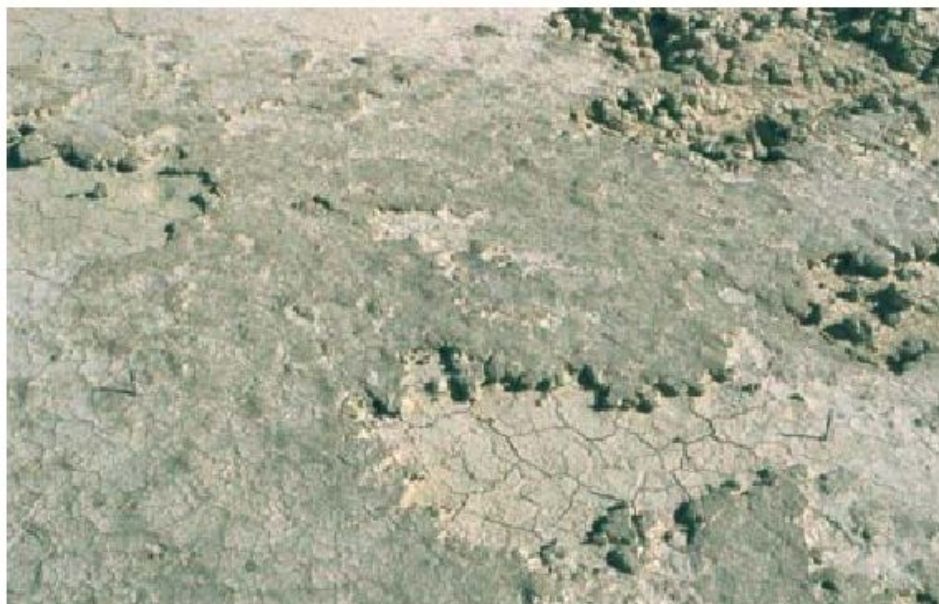
**FIGURA 5.16** Relación entre temperaturas y expansión volumétrica para diferentes sales y granito (Cooke y Smalley, 1968).

Otros investigadores diferencian entre la acción de la fauna sobre la película superficial de la Tierra o **Zoogeomorfología** (Butler, 1995) y la actividad de la flora o **Fitogeomorfología** (Howard y Mitchel, 1985).

Las bacterias, hongos, algas y líquenes son abundantes en los climas secos debido en parte a la acción redistribuidora del viento. Estos microorganismos, cuyo número de especies es muy elevado, producen meteorización en las rocas y suelos, aunque no se conoce muy bien la importancia que tienen en el conjunto de la meteorización. Las condiciones ambientales, junto con las características de la roca o suelo, determinan el tipo de comunidad existente en la superficie y, por consiguiente, las características de la meteorización biológica (Viles, 1995).

Cualquiera que sean las condiciones climáticas, se encuentran en la superficie del suelo un gran número de seres vivos, que según Paul y Clark (1989) se calculan para los microorganismos:  $10^7$  bacterias,  $10^6$  actinomicetas,  $10^5$  champiñones y  $10^4$  algas. Alcanzan su máxima profusión en la superficie y disminuyen rápidamente con la profundidad. Las bacterias heterótrofas producen por oxidación la mineralización de la materia orgánica mediante ácidos débiles y orgánicos simples, mientras que las bacterias autótrofas oxidan el azufre o los sulfuros y también los compuestos nitrogenados. La reducción u oxi-





**FIGURA 5.17** Biocostra desarrollada sobre argilitas miocenas y colonizadas superficialmente por líquenes. Obsérvese la mayor resistencia a la erosión. Estación Experimental de erosión de suelos de Lanaja (Provincia de Huesca) con 342 mm de precipitación media anual. Depresión del Ebro.

dación del hierro y manganeso lo llevan a cabo las bacterias, muy abundantes en montañas húmedas y otras como la *Galionella* y *Leptothrix* proliferan en zonas pantanosas (Robert, 1993). Las **algas**, champiñones y líquenes son los vegetales pioneros que están más representados en la colonización de las rocas, tanto en las cristalinas ácidas como en las carbonatadas. Las algas se desarrollan sobre las rocas húmedas y los **líquenes** se adaptan bien a la sequedad. Estos últimos producen meteorización física por hmedecimiento y secado (Viles, 2004).

Los organismos se desarrollan sobre la superficie de las rocas y suelos, o en el interior de los mismos. Pueden crecer bajo la superficie desarrollando biocostras (Figs. 5.17 y 5.18), constituidas con frecuencia por bandas de diferentes coloraciones, llegando a alcanzar hasta 4 cm de espesor (Thomas, 1988). Algunos microorganismos colonizan las grietas existentes y otros se adhieren firmemente a la superficie.

Esta actividad biológica, resultante de procesos vitales o de productos segregados, produce cambios substanciales en la micromorfología superficial. Estas modificaciones se derivan de un conjunto de procesos físicos y químicos (Ollier, 1984; Cooke *et al.*, 1993). La expansión y contracción de bacterias y líquenes, en relación con variaciones en el contenido en agua, produce la desintegración de la roca por disgregación granular y descamación, tanto en superficie como en espacios confinados. Los procesos químicos se manifiestan por secreción de ácidos orgánicos, que atacan a los constituyentes de la roca y generan quelatos que ayudan a exportar cationes de poca solubilidad. Algunos líquenes son capaces incluso de disolver cuarzo (Hallbauer y Jahns, 1977). La zona alterada por los líquenes presenta una profundidad de 1-5 mm (Viles y Pentecost, 1994). El dióxido de carbono liberado de la actividad microbiológica facilita la disolución de las su-



**FIGURA 5.18** Biocostra desarrollada en el sistema de dunas longitudinales afectada por reguerrización. Estación Experimental de Nizzana (desierto del Negev, Israel).

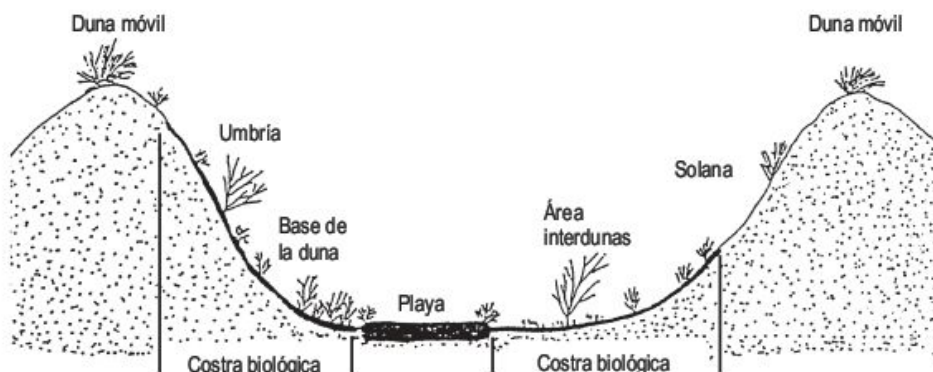


perfiles de las rocas carbonatadas, dando origen a microlapiaces biológicos, caracterizados por la presencia de diminutos surcos y oquedades (Ollier, 1984). Finalmente, algunos de estos microorganismos juegan un papel fundamental en la génesis del barniz desértico.

Otro aspecto significativo de esta acción biológica está en relación con la erosión hídrica y eólica (Thomas, 1988). Es bien conocido que la movilización de sedimentos está afectada por la cobertera vegetal, pero la existencia de biocostras superficiales reduce considerablemente la erosión (Fig. 5.17). La actividad eólica se ralentiza, llegando a estabilizarse las dunas (Veste, 1995) (Fig. 5.18). Como la capacidad de infiltración se reduce se puede producir reguercización, aunque la erosión se ve dificultada por la cementación de la biocostra (Fig. 5.19).

La desintegración de las rocas está controlada por la rotura de los materiales, debida a la presión ejercida por las raíces en crecimiento, que actúan como cuñas (Mitchell, 1988). Igualmente, es importante el aporte de dióxido de carbono a las disoluciones, resultante de la respiración de la flora y fauna existentes en el suelo y de los procesos de des-

composición de la materia orgánica. Por otra parte, la fauna efectúa una labor de transferencia y mezcla de materiales, movilizandolos el regolito a otras áreas. Esta última labor la llevan a cabo las termitas y gusanos en los trópicos húmedos y pueden ser responsables de la clasificación de la parte superior del suelo. Las **termitas**, que se organizan socialmente y de las que hay varios miles de especies, transportan partículas de tamaño arcilla con las que construyen termiteros con saliva segregada. El número de termitas alcanza valores de 9 millones/ha. en Costa de Marfil y su número disminuye con la latitud y altura (Goudie, 1988). Los termiteros presentan la forma de pequeños montículos (Fig. 5.20) y de torres (termitero-catedral de Tricart, 1974a) (Fig. 5.21), pudiendo alcanzar hasta 9 m de altura y una densidad de 1.000 por hectárea. Los grandes termiteros los construyen sólo unas pocas especies, mientras que los montículos más pequeños crecen por la actividad de numerosas especies. Los valores de crecimiento son muy variables, desde 25 mm/año a 500 mm/año (Goudie, 1995). Las termitas abandonan el termitero y éste queda exclusivamente sometido a los procesos de erosión, que acaban



**FIGURA 5.19** Sección transversal del sistema de dunas longitudinales en la Estación Experimental de Nizzana (desierto del Negev, Israel) (Veste, 1995).



**FIGURA 5.20** Termiteros en montículo en la sabana de Masai Mara (Kenia).





**FIGURA 5.21** Termitero turrulado inactivo de unos 6 m de altura en la sabana arbórea al Este de Bouaké (Costa de Marfil).

por destruirlo. Aunque el material de los termiteros es bastante más resistente que el suelo infrayacente, acaban erosionándose, como mucho en unas decenas de años (Goudie, 1988). También las termitas construyen sobre la superficie del suelo y de la vegetación pequeños corredores filiformes constituidos por partículas de suelo cementadas. Mediante estas acumulaciones se llevan a cabo cálculos sobre las cantidades de material involucradas en este proceso. Según varios autores que lo han estudiado en Nigeria, Senegal y Kenia, la acumulación varía entre 300 y 1.050 kg/ha/año (Goudie, 1988).

Los **gusanos terrestres** también llevan a cabo construcciones como las termitas, aunque de menor tamaño, ya que no suelen superar los 30 cm de altura. Elaboran conductos de hasta 70 cm de profundidad. También su actividad bioturbadora incrementa las velocidades de infiltración. Todo ello indica la importancia que tienen los gusanos como agentes de remoción y mezcla de los componentes del suelo. Se estima que la cantidad de material movilizado es de 5-25 mm/año, mayor que el realizado por las termitas (Goudie, 1988).

Algunos crustáceos horadan el suelo para construir sus viviendas, como en Fort de France (Isla de la Martinica, Pequeñas Antillas) (Fig. 5.2). Igualmente, otros vertebrados

efectúan la misma labor (conejos, topos, etc.). Algunas aves producen acumulaciones de guano y, otras, construyen sus nidos de lodo sobre paredes de acantilados rocosos o perforan los materiales blandos de arena y limo, como los abejarrucos, efectuando una importante bioturbación.

Todos estos procesos de alteración tienen su importancia relativa, pero la meteorización química es la que juega un papel más relevante en la desintegración de los minerales y rocas, sobre todo en las zonas tropicales húmedas.

### 5.2.3 Meteorización química

La meteorización química resulta de un cambio en el ambiente químico (Loughnan, 1969), ya que las rocas formadas en condiciones de mayores presiones y temperaturas y en ausencia de aire, se vuelven inestables al ponerse en contacto con la atmósfera. El agua, oxígeno y dióxido de carbono atacan a los minerales constituyentes de las rocas y las reacciones son exotérmicas. Los productos más solubles se eliminan por disolución, dejando un residuo rico en constituyentes menos solubles, que se estructura para dar origen a compuestos de neoformación, fundamentalmente minerales de la arcilla y oxihidróxidos de hierro y aluminio, que están en equilibrio más estable con las condiciones ambientales.

Los métodos de estudio de la meteorización química de las rocas son extremadamente variados. Los experimentos de laboratorio han suministrado un conjunto bastante dispar de datos con grandes lagunas, como la lentitud de las reacciones de disolución. Es importante estudiar los diferentes regolitos desarrollados bajo diferentes climas (Muxart y Birot, 1977).

Permanecen sin respuesta muchas de las cuestiones relativas a las velocidades de meteorización, mecanismos cinéticos, naturaleza de los productos secundarios e importancia de la meteorización química en la evolución del modelado (Colman y Dethier, 1986). Jenny (1950) propuso un mecanismo de desintegración de las estructuras minerales. Según las reglas de Pauling, la suma de las cargas positivas en un cristal debe ser igual a la suma de las cargas negativas, pero en la superficie de los cristales las valencias no están compensadas, por lo que se encuentran en un equilibrio inestable. Cuando se ponen en contacto con el agua disociada, los grupos  $\text{OH}^-$  se unen con los cationes existentes y los  $\text{H}^+$  con el oxígeno y otros iones negativos. El  $\text{H}^+$ , de pequeño radio iónico, puede ocupar el lugar de los cationes de la superficie del cristal y estos se liberan en forma de hidróxidos. Además, la pérdida de  $\text{H}^+$  modifica el pH de la disolución.

#### 5.2.3.1 Meteorización de los silicatos

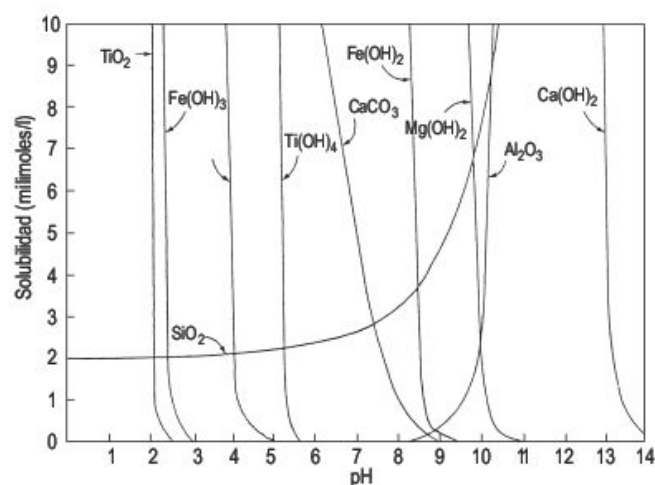
Los minerales más frecuentes en las rocas son los silicatos. Las proporciones aproximadas de especies minerales en la superficie terrestre son: feldespatos (30%), cuarzo



(28%), minerales de la arcilla y micas (18%), calcita y dolomita (9%), óxidos de hierro (4%), piroxenos y anfíboles (1%) y otros minerales (10%) (Leopold *et al.*, 1964). Los cationes liberados en las reacciones de meteorización pueden lixiviarse fácilmente o quedan retenidos en el residuo. Esto se debe a las variaciones físico-químicas de la disolución. A continuación se estudiarán estos factores y la incidencia que tienen en la movilización y precipitación de los iones más frecuentes de los silicatos.

El pH de las aguas continentales, según estudios geoquímicos, fluctúa entre 4 y 9 (Mason, 1958). En la Figura 5.22 se representa la solubilidad de algunos de los compuestos más frecuentes en función del pH (Loughnan, 1969). El sodio y el potasio son solubles en cualquier valor de pH y los hidróxidos de calcio y magnesio también se solubilizan en los pH de las aguas naturales. Por otra parte, los óxidos de titanio y aluminio y el hidróxido férrico son insolubles en los intervalos señalados. Únicamente los hidróxidos ferrosos y el titanio y el carbonato cálcico están influenciados por el pH de las aguas naturales. La solubilidad de la sílice es baja, pero con un pH claramente alcalino se lixivia con relativa facilidad. La curva de su solubilidad se refiere a sílice amorfa y no a cuarzo, que tiene una solubilidad veinte veces menor que la sílice amorfa (Carroll, 1970). No obstante, hay ambientes en los que se alcanzan valores de acidez y alcalinidad muy elevados. Así, el aluminio puede lixiviarse en forma de aluminatos en los medios de *playa-lake* muy básicos. En suelos con gran cantidad de materia orgánica, pueden alcanzarse valores de  $\text{pH} < 4$  en los que el aluminio puede movilizarse. También la oxidación de sulfuros da lugar a que las aguas alcancen una acidez muy elevada.

El potencial de oxidación-reducción (Eh) tiene una incidencia manifiesta en la solubilidad de cationes polivalentes, como el Fe y el Ti. Los elementos químicos que se encuentran en estado de oxidación están en equilibrio con



**FIGURA 5.22** Solubilidad con respecto al pH de algunos componentes liberados por meteorización química (recopilado de varios autores por Loughnan, 1969).

el ambiente. Si la solubilidad varía en los diferentes estados de valencia, el potencial redox afecta a la movilidad del elemento químico. En la Figura 5.22 podemos observar la solubilidad del hierro trivalente y divalente. El hidróxido férrico solamente es soluble con un pH inferior a 3 y, sin embargo, el hidróxido ferroso es soluble hasta un pH de 8. Por consiguiente, el valor del potencial redox es fundamental de cara a la movilización del hierro. Los principales factores que afectan al Eh en los ambientes de meteorización son la accesibilidad de oxígeno atmosférico y la presencia o ausencia de materia orgánica (Loughnan, 1969). La oxidación es una reacción exotérmica que tiene lugar por encima de la zona de saturación. Por debajo del nivel freático el ambiente es reductor y, por lo tanto, carece de oxígeno. Por eso, en estos medios el hierro se encuentra al estado ferroso y está en relación con el horizonte gley, originado en áreas húmedas carentes de drenaje. Por otro lado, la materia orgánica es un poderoso agente reductor, ya que se oxida rápidamente, desprendiendo dióxido de carbono.

El potasio es un catión muy soluble, pero tiene la tendencia a quedar retenido en las estructuras de los minerales de la arcilla del tipo illita. No obstante, en condiciones de elevada precipitación se disuelve y no quedan vestigios del mismo en el sistema.

La **quelación** consiste en la unión de un catión con un agente acomplejante (quelato), como la EDTA. El resultado es la generación de un compuesto organometálico, de estructura anular con el catión en el interior de la misma (Bland y Rolls, 1998). Los cationes pinzados por estos quelatos suelen ser divalentes o trivalentes y estos complejos organometálicos son bastante solubles. En la naturaleza se producen por la generación de ácidos húmicos y fúlvicos en los procesos de descomposición de las plantas y de secreción de las raíces (Keller, 1957).

El **cambio iónico** es un proceso considerable en la meteorización química (Carroll, 1970). Es la reacción entre los iones de una disolución y los existentes en los minerales. Los minerales de la arcilla son los principales responsables de la capacidad de cambio en la meteorización de las rocas. Si el mineral no es eléctricamente neutro, se adhiere un catión a la superficie de la arcilla para neutralizar la carga negativa. Un reemplazamiento frecuente es el de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$ . Cada mineral de la arcilla tienen una capacidad de cambio iónico; alcanzan los valores más altos los minerales del grupo de la montmorillonita.

La **hidratación** es la adición de moléculas de agua a la estructura de un mineral. Los óxidos de hierro al hidratarse pasan a oxihidróxidos. El agua se introduce fácilmente en las estructuras cristalinas de las arcillas expansivas. También experimenta un considerable aumento de volumen la transformación de anhidrita ( $\text{SO}_4\text{Ca}$ ) en yeso ( $\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ).

El factor más importante que controla la velocidad de desintegración de las estructuras cristalinas y de los productos resultantes es la cantidad de agua de **disolución**. Con ella se lixivian los cationes solubles resultantes del



proceso de hidrólisis. La cantidad de disolución depende del volumen de agua que se pone en contacto con la superficie mineral y de la solubilidad de este último. Cuando la precipitación es importante y tiene lugar a lo largo de un periodo de tiempo dilatado, los minerales más resistentes, tal como el cuarzo, pueden desaparecer en disolución. Las bauxitas de Weipa (North Queensland, Australia) derivan de la lixiviación de un sustrato constituido por areniscas caolínificadas con 90% de cuarzo y 10% de caolinita. Las precipitaciones monzónicas han dado lugar a bauxitas con un 5% de cuarzo y pequeñas cantidades de caolinita (Loughnan y Bayliss, 1961).

Se han llevado a cabo diversas investigaciones para determinar el orden de pérdida de los cationes más comunes. Polynov (1937) comparó el porcentaje de la composición de la materia disuelta en los ríos, para cuencas de drenaje en rocas ígneas, con la composición de estas últimas. Obtuvo un orden de pérdida, que es el siguiente:  $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{SiO}_2 > \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Al}_2\text{O}_3$ . Otros estudios indican que esta ordenación puede variar con el tipo de roca (Reiche, 1950; Carroll, 1970).

La estructura cristalina juega un papel importante en la meteorización de los minerales. En la cristalización magmática los minerales que primero se forman son los de mayor punto de fusión. La secuencia viene representada por las series de cristalización de Bowen (1928). La secuencia de meteorización para los silicatos más frecuentes ha sido obtenida por Goldich (1938), a partir de un estudio detallado de la meteorización de algunas rocas ígneas y metamórficas (Fig. 5.23). La serie de Goldich es inversa de la de Bowen, ya que los minerales más fácilmente meteorizables son los que primero cristalizan en un fundido de silicatos.

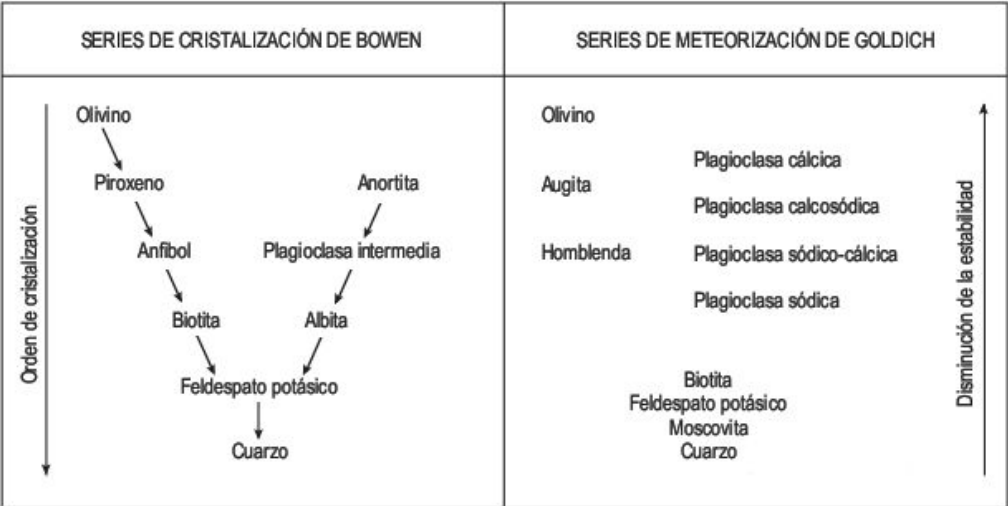
### 5.2.3.2 Grados y productos de meteorización

Los grados de meteorización de los productos de alteración son variables y se utilizan diversos índices para di-

ferenciarlos. Estos se basan en escalas cualitativas de friabilidad (Ollier, 1965, 1969b), propiedades mecánicas del regolito (Lumb, 1962, 1983) y en la química y mineralogía de los perfiles (Grant, 1969; Sueoka, 1988; Geological Society, 1990). A modo de ejemplo, Grant (1969) denomina pH de abrasión a la relación entre los elementos más móviles (Na, K, Ca y Mg) y los minerales de la arcilla residuales. Cuanto menor es el índice más intensa es la meteorización. Sueoka (1988) propone el índice de meteorización química, que consiste en la suma de los porcentajes de pesos moleculares de los óxidos de Al, Fe y Ti más el  $\text{H}_2\text{O}$ , dividido por el resto de los otros elementos (álcalis, alcalino-térreos y sílice). En Thomas (1994a) y Migon (2006) se encuentran otros índices del grado de alteración.

Como consecuencia de la destrucción de las estructuras cristalinas por los procesos de alteración se liberan diversos cationes. Los de elevada solubilidad se lixivian por el agua, mientras que otros que permanecen en el residuo, que se estructura para dar origen a minerales de neoformación (Bland y Rolls, 1998). Los más frecuentes son los minerales de la arcilla, el cuarzo y los oxihidróxidos de hierro y aluminio, que forman las costras lateríticas. Estos cambios traen consigo una disminución notable en la resistencia a la erosión y cambios en la porosidad, permeabilidad y contenido en agua (Lee y Fookes, 2005).

Los minerales de la arcilla son silicatos hidratados de aluminio, hierro y magnesio ordenados en capas, por lo que se denominan filosilicatos. Las capas tetraédricas están formadas por Si rodeado por cuatro iones de O y las octaédricas constan de seis iones de O u OH dispuestos en torno a cationes de Al, Mg o Fe en posición central. Estas dos capas básicas se agrupan de tres formas distintas. Primero, una capa tetraédrica se une a una octaédrica para formar estructuras del tipo 1:1. Los minerales de la arcilla de este tipo son los del grupo caolinita-halloysita. En segundo lugar, dos capas tetraédricas dispuestas simétri-



**FIGURA 5.23** Series de cristalización de Bowen y secuencias de meteorización de Goldich (adaptada por Ollier y Pain, 1996).



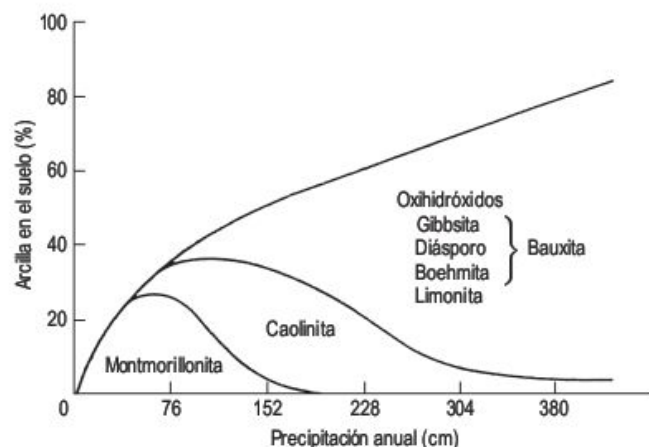
camente con respecto a una capa central octaédrica. Este tipo de ordenación da lugar a los filosilicatos 2:1, característicos de los grupos de las esmectitas (montmorillonita, beidellita y nontronita) y de las illitas. La tercera ordenación resulta de la unión de una capa octaédrica entre capas 2:1 adyacentes y se conocen como minerales de la arcilla 2:1:1, de los que la clorita es el más frecuente.

La génesis de los minerales de la arcilla es compleja debido a la variedad de ambientes de meteorización. Pueden originarse como consecuencia de la alteración de minerales que no son filosilicatos. Se liberan cationes, sílice y alúmina y éstos se reorganizan formando minerales de la arcilla. Cuando el mineral que se altera es un filosilicato, la meteorización puede producirse fundamentalmente al estado sólido (Birkeland, 1984).

Los estudios de Sherman (1952) sobre la meteorización de basaltos en Hawái señalan un aumento del porcentaje de arcillas con el incremento de la precipitación, así como cambios en la mineralogía. En la Figura 5.24 se observa que la montmorillonita es un mineral característico de bajas precipitaciones, que en condiciones de mayor lixiviación da paso a la caolinita y cuando la precipitación es más elevada el suelo se desilicifica y se forman los oxihidróxidos de hierro y aluminio. También indica que si existe un periodo seco el residuo de alteración se enriquece en óxidos de hierro y de titanio. Cuando la precipitación se desarrolla a lo largo de todo el año los constituyentes fundamentales son los oxihidróxidos de aluminio.

A partir de los productos de alteración dominantes se pueden distinguir distintas zonas de meteorización en los trópicos húmedos (Strakhov, 1967) (Fig. 12.4). También, Pedro (1966, 1968) diferencia:

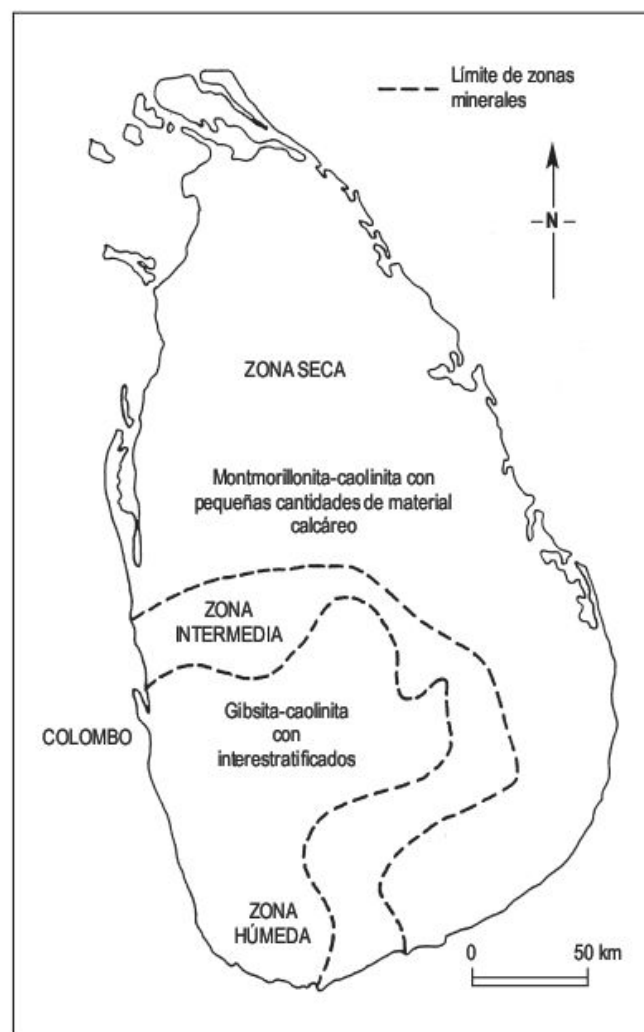
1. **Zona de bisialitización** con formación de minerales de la arcilla del tipo 2:1 (montmorillonita,  $4\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), en áreas con precipitaciones inferiores a 500 mm.



**FIGURA 5.24** Desarrollo progresivo de tipos de arcilla en suelos de Hawái, bajo un clima constantemente húmedo (Sherman, 1952).

2. **Zona de monosialitización** con caolinita ( $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) como mineral predominante en el regolito, en zonas con precipitación de 500-1.200/1.500 mm.
3. **Zona de alitización** en la que la gibbsita ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ) se encuentra junto con la caolinita en regiones con más de 1.500 mm de precipitación.

Sanches Furtado (1968) señala que la caolinita es el mineral de la arcilla más abundante en los trópicos húmedos. Establece también unas diferenciaciones de regiones en función de los minerales predominantes y de las precipitaciones. En la Figura 5.25, se representa la cartografía de la mineralogía de arcillas de suelos aluviales en diferentes regiones climáticas de Sri Lanka (Herath y Grimshaw, 1971). El papel de la temperatura en la generación de los minerales de la arcilla es analizado por Jenny (1941). Indica que el contenido de arcillas en regolitos de rocas básicas es función directa de la temperatura. A 10 °C de



**FIGURA 5.25** Mineralogía de las arcillas de suelos aluviales en diferentes regiones climáticas de Sri Lanka (Herath y Grimshaw, 1971).

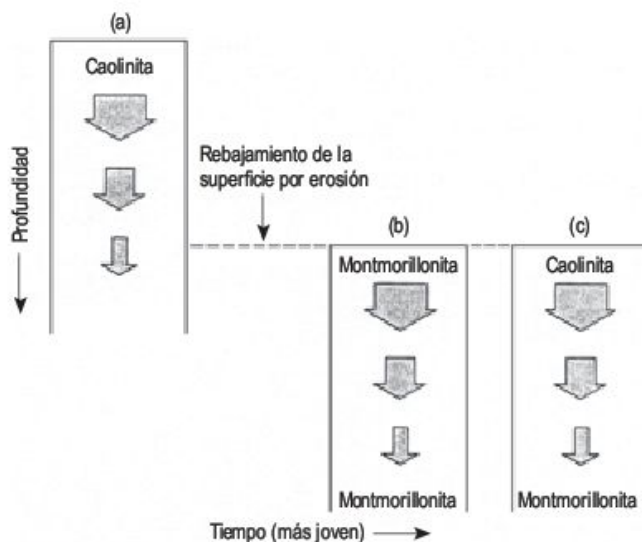


temperatura media anual tenemos un 15% de arcillas en el suelo y a 16 °C un 50%.

Duchaufour (1977) distingue tres tipos fundamentales de alteración en los trópicos que caracterizan esquemáticamente distintas zonas climáticas. Reconoce los **suelos fersialíticos** en zonas con precipitaciones de 500 a más de 1.000 mm y temperaturas entre 13° y 20 °C, con esmectitas y comienzo de desilificación para generar caolinita y el hierro se presenta como oxihidróxidos con nontronita (variedad de Fe de la esmectita). Los **suelos ferruginosos** se producen en regiones con temperaturas y precipitaciones más importantes, con la mayoría de las arcillas de neoformación del grupo de la caolinita. Finalmente, los **suelos ferralíticos** corresponden a la fase terminal de la evolución y alteración de los suelos, donde los minerales primarios, salvo el cuarzo, se han hidrolizado totalmente, liberando oxihidróxidos de Fe y Al. Climáticamente se desarrollan con temperaturas medias anuales superiores a 25 °C y precipitaciones por encima de 1.500 mm.

El tipo y la cantidad de minerales de la arcilla varían por lo general en profundidad, aunque algunos perfiles no presentan cambios substanciales. Estas variaciones deben estar relacionadas con la intensidad de la lixiviación, que moviliza a muchos iones y a la sílice hasta importantes profundidades. Esta modificación es bastante frecuente. De este modo, la gibbsita en superficie pasa hacia abajo a caolinita o cuando ésta se encuentra en superficie el tránsito es a montmorillonita (Loughnan, 1969). Estas secuencias pueden estar en equilibrio con las condiciones ambientales, pero éstas pueden cambiar. Si el perfil se erosiona, la montmorillonita forma parte de los afloramientos superficiales, pero si el clima es agresivo se produce la transformación de montmorillonita en caolinita en superficie (Fig. 5.26). Si el descenso superficial, resultante de la denudación, es lento y se compensa con la velocidad de generación de caolinita, el perfil modifica su distribución mineralógica (Birkeland, 1984).

La formación y transformación de los minerales de la arcilla en el perfil de meteorización son procesos lentos. Por consiguiente, el estudio de los minerales de la arcilla puede ser útil para llevar a cabo investigaciones paleoclimáticas (Birkeland, 1974). Ya se ha señalado que la montmorillonita se forma en zonas de escasa precipitación, mientras que la caolinita y la halloysita se generan en regiones de gran lixiviación. Si encontramos caolinita en los suelos de un medio árido, debemos interpretar que en ese área existieron en el pasado climas tropicales húmedos. Por el contrario, cuando tiene lugar en una zona árida, con montmorillonita en el perfil, un cambio climático hacia condiciones de gran lixiviación la montmorillonita generada en ese clima se transforma en caolinita. De esto se deduce que podemos detectar un cambio climático de húmedo a seco, pero no al contrario (Pedro *et al.*, 1969; Singer, 1979/1980). Para que tengan lugar estos cambios de fase mineral es preciso que el cambio cli-



**FIGURA 5.26** Distribución en profundidad de los minerales de la arcilla en función del grado de lixiviación. (a) Las condiciones de lixiviación favorecen la formación de caolinita y montmorillonita, que se encuentra en condiciones de máxima lixiviación. (b) El rebajamiento rápido de la superficie por erosión hace aflorar montmorillonita, que se encuentra en condiciones de máxima lixiviación. (c) Con el tiempo la montmorillonita de la superficie se desilicifica y se transforma en caolinita. Nota: las flechas más anchas indican un mayor grado de lixiviación (Birkeland, 1984).

mático tenga una larga duración, ya que los cambios mineralógicos son lentos y si el cambio climático es breve no se producen modificaciones detectables. En los volcanes situados en zonas tropicales húmedas, la edafogénesis es relativamente rápida, pero queda frecuentemente interrumpida por nuevas emisiones volcánicas que fosilizan los suelos. En esas circunstancias la actividad endógena exhalativa es mucho más rápida que la pedogénesis y si tuviera lugar algún cambio climático no quedaría registrado en el suelo (Fig. 5.27).

### 5.2.3.3 El perfil de meteorización

Muchos de los modelados presentan una fina película de material meteorizado, pero otros están cubiertos por un importante manto de alteración, cuyas propiedades físicas y químicas son de gran importancia para la evolución de las formas (Gerrard, 1988).

La roca alterada *in situ* se denomina **saprolito**, aunque se utiliza el término más general de **regolito**, del griego *regos*, que significa manta o cobertera (Taylor y Eggleton, 2001). Incluye también las rocas meteorizadas que han podido sufrir movimientos de masa peliculares (*creep*) o actividad de animales y plantas (Ollier, 1984). Los investigadores franceses lo denominan **alterita**. Al material arenoso resultante de la alteración de un granito se le conoce por **grus** o **lem**. Este puede originarse cerca de la superficie o a mayores profundidades. Son esencialmente azoales (Migon y Thomas, 2002).





**FIGURA 5.27** Paleosuelos rojos enterrados por cenizas volcánicas. Rift valley Gregory. Kabernet (Kenia).

El límite entre la roca fresca y la alterada puede ser neto como en los granitos o difuso como en las calizas y pizarras. A este límite Ruxton y Berry (1957) le denominan **superficie basal de meteorización**, pero ha sido criticado por sus implicaciones estáticas. Este límite es dinámico, ya que la alteración profundiza, por lo que parece preferible llamarle **frente de meteorización** (Mabbutt, 1961a).

#### 5.2.3.4 Profundidad de meteorización

El desarrollo y profundización del regolito es función de factores climáticos (temperatura y precipitación), biológicos (vegetación), geomorfológicos (estabilidad superficial), hidrológicos, geológicos (tipo roca y densidad de planos de fisibilidad) y cronológicos (cambios climáticos y tectónicos) (Faniran y Jeje, 1983; Thomas, 1994a).

La profundidad de meteorización resulta de un balance entre la intensidad de la meteorización y la erosión superficial, que está íntimamente relacionada con la topografía. La erosión hídrica en los trópicos húmedos es baja (Fournier, 1960; Douglas, 1969), lo que favorece la meteorización. El material alterado se desnuda fácilmente en las laderas, pero cuando éstas son de bajo ángulo, o se trata de llanuras, la erosión es muy pequeña. Por consiguiente, la máxima profundidad de meteorización vamos a encontrarla en zonas aplanadas con clima propenso para una meteorización rápida, relieve de escasos contrastes y con vegetación que dificulta el desarrollo de la escorrentía. En estas zonas la erosión es mínima (Ollier, 1969a).

La meteorización alcanza, dentro del perfil, su máxima intensidad en la zona de aireación, pero en la de saturación también tienen lugar procesos de reducción, hidrólisis y sustitución iónica, aunque la velocidad de las reacciones es

menor (Gerrard, 1988). Estas circunstancias han conducido a Lelong (1966) a diferenciar entre una zona superior de alteración en la que el agua circula fácilmente incrementando los procesos de hidrólisis y una zona inferior de alteración en la que la percolación se efectúa lentamente a través de las diaclasas y fisuras. Todo ello ayuda a comprender las grandes potencias de rocas alteradas.

En investigación geológica se trabaja en estas zonas tropicales húmedas estudiando los distintos afloramientos de roca sin alterar. Por el contrario, cuando se llevan a cabo estudios del regolito con fines aplicados (ingeniería civil, minería, agronomía, etc.) es necesario conocer la superficie de afloramiento rocoso y la profundidad del regolito. Esta se obtiene por sondeos mecánicos con el apoyo de métodos geofísicos (Nocera y Matano, 2002). Las canteras (Fig. 5.28), labores mineras a cielo abierto, desmontes de obras lineales, etc., son excelentes lugares para el estudio de la profundidad de meteorización. Ollier (1965) registró profundidades de 150 m durante la perforación de túneles para un proyecto hidroeléctrico en Victoria (Australia). Thomas (1965) indica una profundidad de 100 m en Nigeria y Ollier (1960) encuentra la misma en Uganda. En Suramérica, Nagel (1962) en las crestas de meta-sedimentos en Brasil y Feininger (1971) en cuarzodioritas en Colombia, señalan una profundidad superior a los 100 m. En la Tabla 2.9 de Migon (2006) se indican la potencia de los mantos de alteración en rocas granitoideas actuales y heredadas. En ella se observan discrepancias con los datos aportados.

En zonas áridas y semiáridas de África (Thomas, 1974a) y de Australia (Mabbutt, 1965b) y en regiones templadas en Estados Unidos (Kaye, 1967) y Europa (Demek, 1965; Gutiérrez y Rodríguez, 1978; Molina y Blanco, 1980) son relativamente frecuentes perfiles de meteoriza-



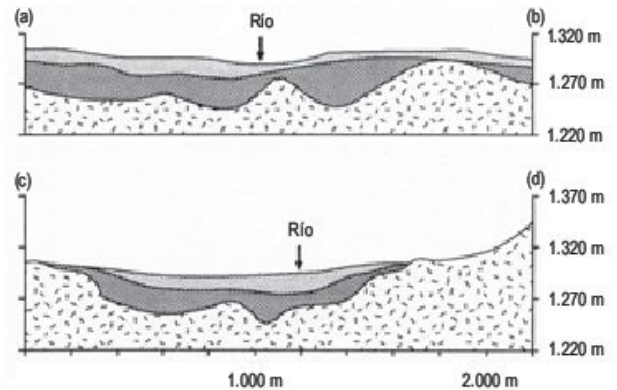
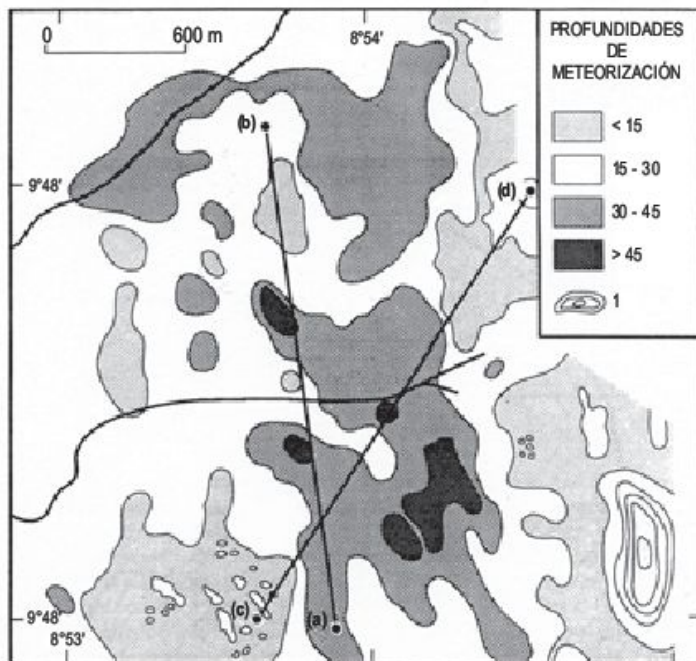


**FIGURA 5.28** Cantera de granito en la que se observa un perfil de meteorización. Destaca la zona ferralítica en la parte superior y el adelgazamiento de la misma hacia el valle. Aparecida. São Paulo (Brasil).

ción profundos. Es obvio que el origen de estas potencias no es posible bajo las condiciones climáticas en las que se encuentran. Se deben interpretar como generados en climas tropicales húmedos, de mayor agresividad química, tal como señalan numerosos autores. Por lo tanto, la existencia de potentes perfiles de alteración, situados en zonas fuera de los trópicos húmedos, es un buen indicador de cambio climático.

La distribución espacial de los regolitos ha sido analizada por Thomas (1974a). La influencia de la estructura de las rocas es manifiesta, ya que afecta a la profundidad de meteorización. De este modo, la densidad de los

planos de fisibilidad, existentes en el macizo rocoso, controla la potencia de la alteración. La máxima profundidad está en relación con la mayor densidad (Thomas, 1966, 1994a, 2005) (Fig. 5.29), que en ocasiones corresponde con áreas de intersección de sistemas de fracturación. Por eso, el frente de meteorización es muy irregular y no guarda ninguna relación con el perfil topográfico. Por el contrario, la meteorización más profunda se encuentra en los interfluvios. Esto puede ser debido a la erosión fluvial de un perfil potente de meteorización (Fig. 5.30) o a que la alteración en los interfluvios es más rápida (Thomas, 1994a).



**FIGURA 5.29** Profundidad de meteorización, en metros, en un granito biotítico de grano fino, cerca de Jos, norte de Nigeria. 1: afloramiento de granito fresco, con equidistancia de 15 m en las curvas de nivel. Se indican los cortes del saprofita [(a)-(b), (c)-(d)] (Thomas, 1966).





**FIGURA 5.30** Perfil potente de meteorización incidido por el río Mathioya (Kenia).

### 5.2.3.5 Zonas de meteorización

El conjunto del perfil de alteración no está constituido por un regolito carente de estructuración, sino que en él se pueden llevar a cabo un conjunto de diferenciaciones, que son más manifiestas en rocas graníticas. Los primeros trabajos básicos en los que se establece una zonación del perfil de meteorización fueron realizados en los granitos de Hong Kong por Ruxton y Berry (1957, 1961) y Berry y Ruxton (1959). Wilhelmy (1958) los estudia en Asia oriental, África, Centro y Suramérica, Península Ibérica y Córcega. Mabbut (1961b) los analiza en el oeste de Australia. En el perfil se observa una disminución de los bloques de

roca fresca hacia las partes más altas y un aumento de la angulosidad de los mismos hacia abajo. A veces, los bloques diaclasados presentan una estructura concéntrica formada por envolturas de materiales residuales y en su interior la roca puede permanecer totalmente fresca. Esta disposición se conoce como **meteorización esferoidal** (Figs. 5.31 y 5.32). Parece ser que se origina por emigración de elementos dentro de la roca (Ollier, 1984). Las partes superiores del perfil se erosionan fácilmente hasta la zona en la que predominan los bloques. Las zonas diferenciadas se basan en el grado de alteración del granito y en la presencia de bloques sin alterar en el interior del per-



**FIGURA 5.31** Meteorización esferoidal en rocas volcánicas. Fort de France. Isla de la Martinica (Pequeñas Antillas).

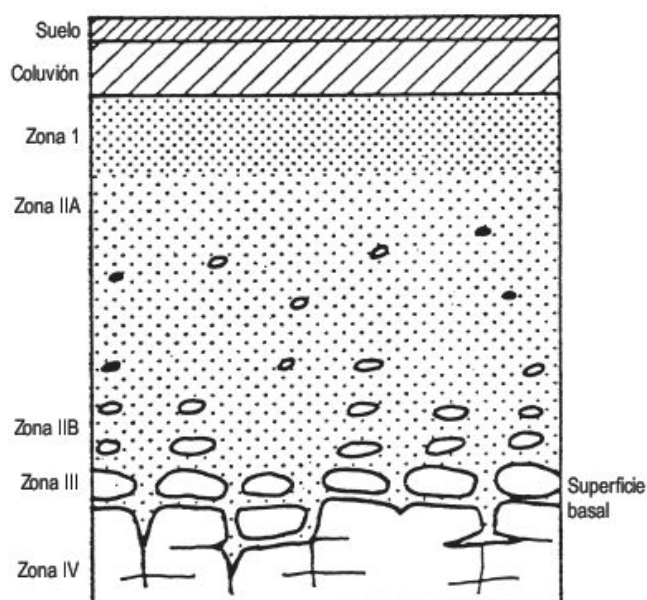




**FIGURA 5.32** Meteorización esferoidal en lavas básicas del rift valley Gregory. Kabernet (Kenia).

fil (Fig. 5.33). Todos los autores citados con anterioridad llevan a cabo divisiones del perfil basándose en estos criterios. Gerrard (1988) efectúa una amplia recopilación de las clasificaciones de perfiles de alteración propuestos por diferentes autores. Ollier (1969b) propone una zonación, que es la utilizada más ampliamente (Gerrard, 1988):

1. Suelo.
2. Regolito carente de estructura.
3. Regolito que conserva la estructura de la roca (Fig. 5.34).
4. Regolito con bloques redondeados.



**FIGURA 5.33** Típico perfil de meteorización desarrollado en granito diclasado (modificada de Ruxton y Berry, 1961).

5. Regolito con bloque paralelepípedicos próximos entre sí (Fig. 5.35).
6. Roca fresca.

Como es lógico, la estructuración de los perfiles de meteorización de las rocas sedimentarias, metamórficas y volcánicas son muy variables, aunque se puede aplicar el perfil tipo de Ollier. En todas ellas, la fisuración del macizo rocoso juega un papel fundamental. Por otra parte, se pueden llevar a cabo diferenciaciones del perfil basadas en criterios químicos, mineralógicos, hidrológicos e ingenieriles, en función de los fines que se persigan (Ollier, 1984).

### 5.2.3.6 Velocidades de meteorización

Los procesos de meteorización química se manifiestan en otras zonas climáticas, pero en los trópicos húmedos la velocidad de alteración es mucho más elevada (Muxart y Birot, 1977). Es importante estudiar estos procesos, pero también es necesario cuantificar la meteorización de las rocas.

Las metodologías para su estudio son muy variadas. Se pueden obtener datos cuantitativos de la alteración de piedras de construcción y ornamentales, cuya edad de instalación se conoce. Estos trabajos han sido llevados a cabo por numerosos autores en distintos climas (Ollier, 1984). También se pueden conseguir cifras aproximadas mediante investigaciones de laboratorio de envejecimiento acelerado. Los valores obtenidos al comienzo de la meteorización son mayores. Por lo tanto, las velocidades de meteorización serán superiores a las existentes a lo largo de toda la alteración. Se ha calculado que son 200-400 veces las obtenidas en el campo (Swodoba-Colberg y Drever, 1993). No obstante, uno de los métodos más utilizados se basa en la medida de la carga sólida y en disolución, en parte-





**FIGURA 5.34** Perfil de alteración en granito en el que se observan estructuras primarias y *schlieren*, junto con el desarrollo de meteorización esférica. La diapositiva corresponde a una cantera en la que se explota como áridos el granito arenizado. Granito de La Alberca (provincia de Salamanca, España).



**FIGURA 5.35** Perfil de meteorización en el que se observa el tránsito de la zona de bloques redondeados a angulosos. Sistema Central. Carretera Villacastín-Ávila, España.

las experimentales cerradas de unas decenas de metros de largo. También estudiando la composición química del residuo de meteorización (Nahon, 1991). El periodo de experimentación es variable y normalmente fluctúa entre 1 y 5 años. En las áreas tropicales húmedas de sabana del Camerún se han obtenido rebajamientos superficiales de 1-2 mm/ka (ka = 1.000 años) (Biot, 1978) y en la selva de Costa de Marfil 1,2 mm/ka (Roose y Lelong, 1976). En Burkina Faso, Senegal y Costa de Marfil las cifras fluctúan entre 1-8 mm/ka (recopiladas en Goudie, 1995). Otra metodología consiste en estudiar las cargas de fondo, en suspensión y disolución de pequeñas cuencas. En New England (oeste de Australia) J. B. Field encuentra en el estudio de tres cuencas experimentales que la carga en disolución es diez veces mayor que el material en suspensión y la carga de fondo es prácticamente nula. Los valores de denudación obtenidos son de 14,4 mm/ka para basaltos y de 4,5 mm/ka para granitos (Ollier, 1984). En

Rodesia, la velocidad de rebajamiento superficial en granitos es de 15 mm/ka en zonas lluviosas y de 6 mm/ka en áreas más secas (Owens y Watson, 1979). En el SE de Brasil, Vasconcelos *et al.* (1992) proponen una edad, obtenida por  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  y  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ , de 10,1-5,6 Ma para regolitos profundos (> 20 m). En Nueva Caledonia se han obtenido valores de erosión en rocas ultrabásicas de unos 28 mm/ka (Trescases, 1973, en Muxart y Biot, 1977). En una recopilación efectuada sobre velocidades de alteración se estiman unos valores aproximados de 2-50 mm/ka (Thomas, 1994). No obstante, persiste una confusión entre la edad de un perfil de meteorización y la velocidad de formación del saprofito. En áreas templadas húmedas, como los Apalaches, las velocidades de formación del saprofito son por término medio de 20 m por millón de años (Cleaves *et al.*, 1970). En las zonas tropicales húmedas se pueden formar 50 m de saprofito en el último millón de años (Thomas, 1994a). Finalmente, se pueden calcular



velocidades de meteorización en largos periodos de tiempo a partir de dataciones absolutas de materiales geológicos (piroclastos, lavas, etc.). Sin embargo, existe una gran incertidumbre entre la relación meteorización-tiempo, que normalmente no es lineal (Viles, 2001).

Los valores obtenidos por métodos experimentales señalan que la mayoría de los regolitos se han formado durante el Cuaternario, ya que los valores medios de la velocidad de alteración son del orden de 20 m por millón de años. Los valores indicados por Birot (1978) para la alteración de 1 m de granito en selva húmeda son de 50.000 años y en sabana de 70.000 años. Todos ellos son simila-

res a los señalados por Thomas (1994a). Al considerar estas importantes magnitudes de tiempo, hay que tener presente los cambios climáticos que se han sucedido a lo largo de la configuración del perfil. En periodos secos la velocidad de meteorización se amortigua, mientras que la denudación se incrementa.

Recientemente ha surgido una nueva técnica de métodos cosmogénicos de datación a partir del estudio de los anillos de meteorización (Gorgon y Dom, 2005). Para ello, es fundamental tener anillos de meteorización (WR). Este método tiene numerosas aplicaciones en Geomorfología y ciencias conexas.

## 5.3 Formas resultantes de la meteorización

Las superficies de las rocas pueden estar afectadas por meteorización diferencial y ésta puede dar lugar al desarrollo de distintos tipos de microformas. Este micromodelado se sitúa en la base de paredes verticalizadas dando lugar a cavernas o abrigos, en laderas rocosas inclinadas donde se localizan alveolos y tafonis y en superficies horizontales o de escasa inclinación en las que se reconocen gnammas o pilancones de meteorización. Todas estas formas pueden encontrarse en un mismo afloramiento rocoso y aunque en los desiertos son muy frecuentes se localizan también en otros climas (Martini, 1978; Twidale y Corbin, 1963). Se desarrollan sobre todo en rocas isogranulares ígneas (granitos, riolita) y sedimentarias (areniscas), aunque también se reconocen en conglomerados, gneises y pórfidos (Goudie y Viles, 1997; Goudie, 2004e).

La base de los afloramientos rocosos presenta un mayor contenido en agua, en parte debido al ascenso por capilaridad. Por consiguiente, la meteorización es más importante que en las partes superiores, donde la roca está seca y prácticamente sin meteorizar (Mabbutt, 1977). Estas circunstancias explican el **socavamiento basal** de las paredes rocosas que se desarrolla más fácilmente en las zonas de umbría, dando lugar a **cavernas** o **abrigos** (Howard y Selby, 1994). Cuando el socavamiento afecta a cerros aislados o inselbergs se producen monolitos en forma de hongo. Esta morfología también puede producirse por meteorización subsuperficial y posterior exhumación, constituyendo un excelente ejemplo de este origen los espectaculares voladizos de la Península del Eyre, en el sur de Australia (Fig. 17.2) (Twidale, 1962).

En paredes rocosas de moderada o gran inclinación se localizan oquedades redondeadas, que en ocasiones acribillan la roca por completo. También se observan en el talud sobre bloques desprendidos. Si el tamaño de estas oquedades es centimétrico se les denomina **alveolos** (Fig. 5.36),

que al agruparse dibujan un morfología en panal de abeja (*honeycomb*). Su origen es controvertido y se atribuyen a la erosión eólica, descamación, crioclastia y meteorización salina. Son frecuentes en ambientes costeros (Mustoe, 1982) (Fig. 11.13). Mottershead (1994) señala una velocidad mínima de meteorización de 1 mm/año para los alveolos de ambientes litorales.

Cuando las dimensiones son mayores, decimétricas y a veces métricas, reciben el nombre de **tafonis**, palabra italiana (Fig. 5.37). Suelen presentarse agrupados y tienen secciones circulares o elípticas y a veces, el fondo aparece cubierto de detritos (Mellor *et al.*, 1997), que se movilizan por el viento, lluvia y escorrentía. Pueden crecer y unirse unos con otros y también en su crecimiento hacia el interior puede conectar con otro tafoni. A veces, al igual que los alveolos, se presentan orientados según planos de debilidad de la roca, a veces imperceptibles. La superficie rocosa suele presentar descamación y en el interior del tafoni son frecuentes las eflorescencias salinas. Su origen es controvertido (Twidale y Vidal Romaní, 2005). Algunos autores diferencian entre tafonis de pared y tafonis basales, ligados a los procesos de socavamiento basal (Smith, 1978; Bradley *et al.*, 1978). Se está de acuerdo en que los procesos dominantes son los que están en relación con el movimiento del agua con sales próximas a la superficie, que corresponden a haloclastismo y humedecimiento y secado. También se aducen el termoclastismo, crioclastia, disolución de cementos carbonatados y erosión eólica (Evans, 1969-70; Mustoe, 1983; Young, 1987; Robinson y Williams, 1992). Además de estos procesos subaéreos, algunos tafonis pueden generarse por meteorización bajo la superficie del suelo y posterior exhumación por erosión (Dragovich, 1969). Por otra parte, en ambientes de marcada aridez el desarrollo de los tafonis es muy escaso, ya que la carencia de agua impide la actuación de muchos procesos de meteorización.





**FIGURA 5.36** Alveolos en arenisca silíceea del Buntsandstein, Bezas (provincia de Teruel, España).



**FIGURA 5.37** Tafonis sobre una pared rocosa constituida por areniscas calcáreas del Oligoceno, en la Depresión del Ebro. Los tafonis, de tamaño variable, se presentan orientados. Albelda (provincia de Huesca, España).

Los tafonis formados en la costa de Córcega, Elba y Cerdeña se pueden diferenciar entre los que se originan por meteorización cavernosa (tafonis) y los más pequeños, como los alveolos. La descamación de los granitos es parecida, excepto en los cristales de halita, que son frecuentes en las zonas de descamación y disgregación granular. Las biotitas se impregnan de halita y están sometidas a esfuerzos inducidos por el crecimiento de cristales, que produce una expansión. La expansión térmica por insolación es tres veces mayor en cloruro sódico que en otros minerales constituyentes. Las biotitas se rompen en pequeños fragmentos que rellenan pequeñas oquedades, lo que sugiere que la meteorización física es mayor que la química y produce las zonas de ablación cóncava característica de los tafonis mayores (Frenzel, 1989).

Otro aspecto investigado es el del análisis morfológico de los tafonis (Calvin y Cailleux, 1972; Rodríguez y Navascués, 1982; Sancho y Gutiérrez, 1990; Sancho

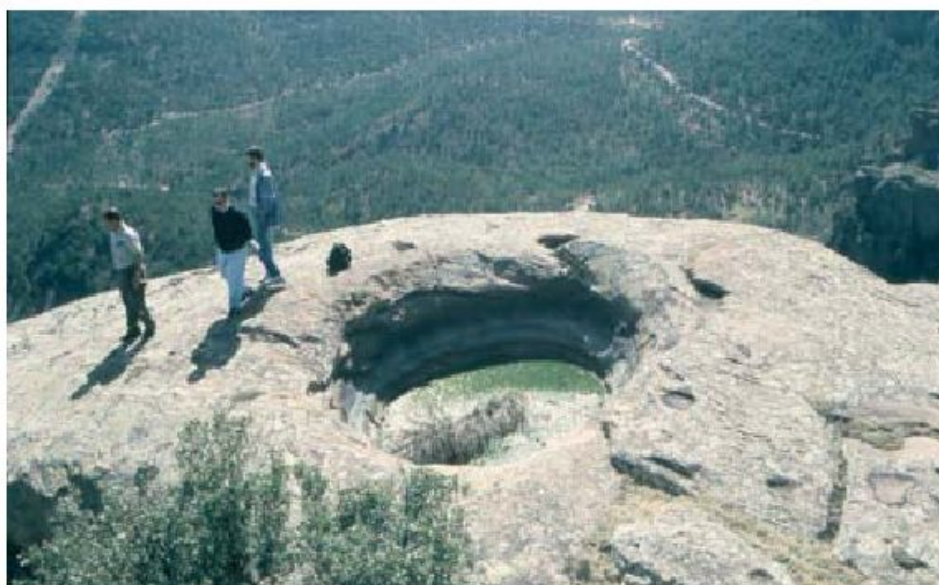
y Benito, 1990). Sancho y Gutiérrez (1990) señalan que el desarrollo de la tafonización de areniscas oligocenas de la Depresión del Ebro, bajo condiciones semiáridas, depende de la inclinación de la superficie de afloramiento, factores texturales, meteorización de los feldespatos, humedecimiento y secado y haloclastismo. Por otra parte, parece ser que los tafonis necesitan decenas de millones de años para su desarrollo (Norwick y Dexter, 2002).

En las superficies de afloramientos rocosos horizontales o de débil inclinación se desarrollan pequeñas depresiones cerradas denominadas **gnammas o pilancones de meteorización** (*weathering pits*) (Fig. 5.38), que también tienen numerosas denominaciones locales. Se presentan por lo general agrupadas y sus diámetros más frecuentes son decimétricos, aunque también se reconocen otras de tamaño centimétrico y métrico (Fig. 5.39), y su profundidad suele ser función de su diámetro. Sus for-



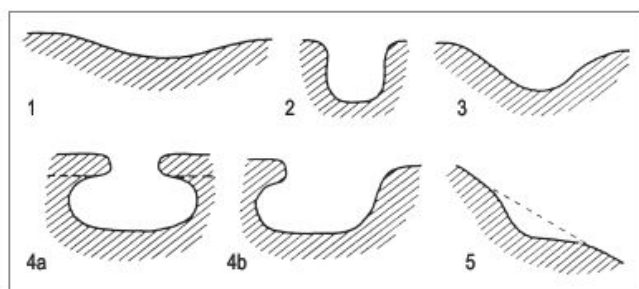


**FIGURA 5.38** Gnammas en pozo o *pits*, de desigual desarrollo elaboradas en areniscas miocenas. Estas pequeñas depresiones cerradas se presentan rellenas de material limo-arcilloso. Región de Alcañiz (provincia de Teruel, España).



**FIGURA 5.39** Gnamma en pozo de unos 2 m de diámetro, fotografiada desde un helicóptero, elaborada en areniscas del Buntsandstein. Bezas, Sierra de Albarracín (provincia de Teruel, España). Foto B. Leránoz.

mas en planta son variadas, si bien predominan las morfologías circulares y elípticas. Algunas gnammas tienen bordes muy irregulares, que suelen producirse por coalescencia de varios individuos. Las secciones transversales presentan una gran variedad (Gutiérrez e Ibáñez, 1979) (Fig. 5.40) y las gnammas pueden clasificarse en función de las mismas (Twidale y Corbin, 1963). Se diferencian las **gnammas en pozo** o *pits* con una gran profundidad respecto al diámetro (Fig. 5.38), las **gnammas en cubeta** o *pans* poco profundas en relación con su diámetro (Fig. 5.41) y en ellas son frecuentes los voladizos y, finalmente, las **gnammas en sillón** o *armchair*, situadas en laderas de poca inclinación, con sección transversal triangular y constituyen un paso intermedio hacia las morfologías de tafonis. Se originan por meteorización di-



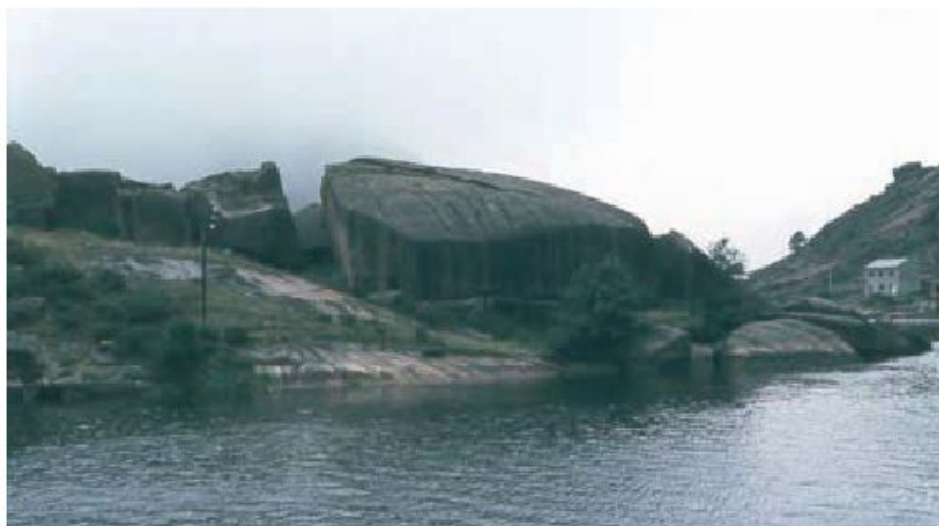
**FIGURA 5.40** Secciones transversales de gnammas en la región de Alcañiz (provincia de Teruel, España). Depresión del Ebro. 1: gnamma de bordes tendidos. 2: gnamma en pozo o *pit*. 3: gnamma en cubeta o *pan*. 4a: gnamma en cubeta con voladizo. 4b: gnamma disimétrica. 5: gnamma en sillón o *armchair* (Gutiérrez e Ibáñez, 1979).



se encuentra en todos los climas, pero fundamentalmente en los claramente húmedos, que se suele denominar **pseudolapiaz** (*weathering flutes*) (Fig. 5.43). Se desarrollan sobre todo en superficies rocosas de gran buzamiento (Migon, 2006). Su origen puede deberse a meteorización, disgregación granular y erosión hídrica de los detritos resultantes (Biro, 1958; Czudek *et al.*, 1964). Williams y Robinson (1994) estiman que juega un papel importante el proceso de humedecimiento y secado. Por otro lado, Twidale (1982b) señala un origen subsuperficial. La presencia de pseudolapiaz en diversos menhires, desecha la hipótesis de origen en el Terciario de estas formas (Czerwinski y Migon, 1993).

Otra micromorfología, de desarrollo fundamental en rocas graníticas, es el **agrietamiento poligonal** (*polygonal cracking*) (Fig. 5.44), también llamado hieroglifo (Twidale y Vidal Romaní, 2005), que se localiza en cualquier ambiente climático. Los polígonos tienen diámetros entre 5 y 30 cm (Migon, 2006), grietas de hasta 5 cm de anchura que pueden penetrar algunos centímetros (Twidale y Vidal Romaní, 2005). Se desarrollan fundamentalmente en rocas isogranulares y de grano medio. Se ha invocado un origen debido a planos de dislocación de cizallamiento (Vidal Romaní, 1991) y la otra hipótesis se fundamenta en la meteorización y la erosión, localizada típicamente sobre grandes bloques o plataformas.

**FIGURA 5.43** Pseudolapiaz desarrollado en un gran bloque granítico. Cascada del Xallas. Ezaro (provincia de la Coruña, España).



**FIGURA 5.44** Intenso agrietamiento poligonal en granito. Sierra de Xures (provincia de Orense, España).



# 5.4 Aspectos prácticos de la meteorización

## 5.4.1 Procesos y productos de alteración

La meteorización en las áreas desérticas está condicionada fundamentalmente por las importantes variaciones en la temperatura y humedad, que afectan a los principales procesos existentes en estas regiones. De este modo, las fluctuaciones térmicas dan origen a la meteorización por insolación y en las áreas de elevada altura a la gelifracción. Las variaciones en el contenido en humedad desencadenan los procesos de humedecimiento y secado y de haloclastismo. La carencia de agua dificulta la alteración química y la meteorización biótica se limita fundamentalmente a la actividad de algas y líquenes, mediante la desintegración de las rocas por procesos físicos y químicos.

La meteorización por ciclos de humedecimiento y secado (hidroclastismo) producen la desintegración de las rocas por descamación y agrietamiento (Ollier, 1994) y es un agente muy importante en las áreas desérticas, produciendo efectos de rotura considerables (Ollier, 1977). Pero en estas zonas el agua que circula por los poros está cargada en sales de alta solubilidad, fundamentalmente cloruros y sulfatos, que al precipitar por evaporación generan efectos disruptivos superiores a la gelivación. Este proceso, denominado haloclastismo, actúa como vemos conjuntamente con el de humedecimiento y secado. De todos los procesos de meteorización actuantes en las regiones

desérticas el haloclastismo es el más importante (Doornkamp e Ibrahim, 1990). Implica la rotura mediante procesos de crecimiento de cristales, expansión volumétrica e hidratación de algunas sales (Cooke, 1986; Cooke *et al.*, 1993) y desintegra las rocas a tamaño limo. Este proceso se manifiesta básicamente en los márgenes de lagos salinos, en canales efímeros y en las áreas de intersección de la zona de capilaridad con la superficie del suelo.

Ya en las civilizaciones antiguas los constructores conocían muy claramente los efectos disruptivos en las rocas derivados de la presencia de sales (Ollier, 1977). Así, en Egipto, la Gran Pirámide de Keops (Fig. 5.45) se recubrió de una capa protectora de sillares de caliza resistentes a la alteración, hasta que hace unos mil años se destruyó en parte y comenzó la meteorización del núcleo de la Pirámide (Emery, 1960). Aunque hoy se sigue construyendo con materiales naturales, muchas de las estructuras son de hormigón, el cual puede estudiarse de igual forma que una roca, de cara a conocer su comportamiento ante los procesos de desintegración por meteorización.

La efectividad del haloclastismo (Cooke *et al.*, 1982) depende de condiciones ambientales tales como las derivadas de las importantes variaciones diurnas de temperatura y humedad, que dan origen a la cristalización e hidratación de sales, y de las fluctuaciones del frente de capilaridad. Igualmente, son fundamentales las propiedades de los materiales afectados, sobre todo las derivadas



**FIGURA 5.45** La parte superior de la pirámide de Keops (gran pirámide de Egipto) está recubierta por calizas que permanecen sin alterar. Por el contrario, los sillares infrayacentes presentan una marcada meteorización. Foto J. L. Peña.



de la porosidad y distribución porosimétrica. Finalmente, también es importante el tipo de sales implicadas, cuya incidencia en la alteración es variable en función de las sales presentes. Las sales más agresivas son los sulfatos de sodio y de magnesio (Fig. 5.13) (Goudie *et al.*, 1970; Goudie, 1974; Cooke, 1979).

Los problemas más frecuentes y graves en relación con las estructuras ingenieriles (Cooke, 1986; Goudie, 1994a; Goudie, 1998; Goudie y Viles, 1997) se derivan de las fluctuaciones del frente de **capilaridad** que afecta a la base de los edificios, carreteras, canales, oleoductos y otro tipo de estructuras. Por todo ello, es fundamental tener un buen control de los materiales a utilizar, y es conveniente emplear los que tengan un bajo contenido en sales y una alta resistencia a la meteorización salina, por lo que es recomendable llevar a cabo en el laboratorio ensayos de dura-

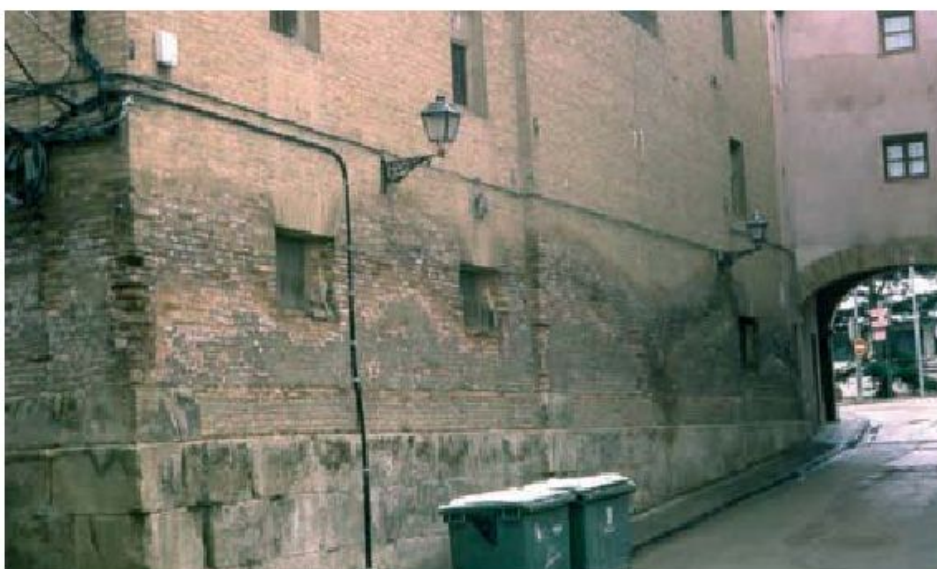
bilidad. En algunos edificios se observa con claridad la altura alcanzada por el frente de capilaridad. En zonas áridas de Bahrain, Dubai y Egipto no supera los 4 m de altura, aunque normalmente suele ser de 2-3 m (Cooke *et al.*, 1982). En el área semiárida de Alcañiz (Depresión del Ebro) se reconocen ascensos en torno a los 5 m (Fig. 5.46) en el Palacio de los Calatrava y en la puerta de entrada a Calatayud, se observa la precipitación de sales solubles por capilaridad (Fig. 5.47). Cuando el material empleado es el hormigón, los cloruros y sulfatos de sodio, calcio y magnesio son las sales que más le afectan, produciendo fundamentalmente expansión y desintegración en el mismo; es conveniente utilizar cementos resistentes a los sulfatos (Mehta, 1983).

En la construcción de carreteras se deben evitar las zonas húmedas por ascenso capilar (Fig. 5.48), donde la me-

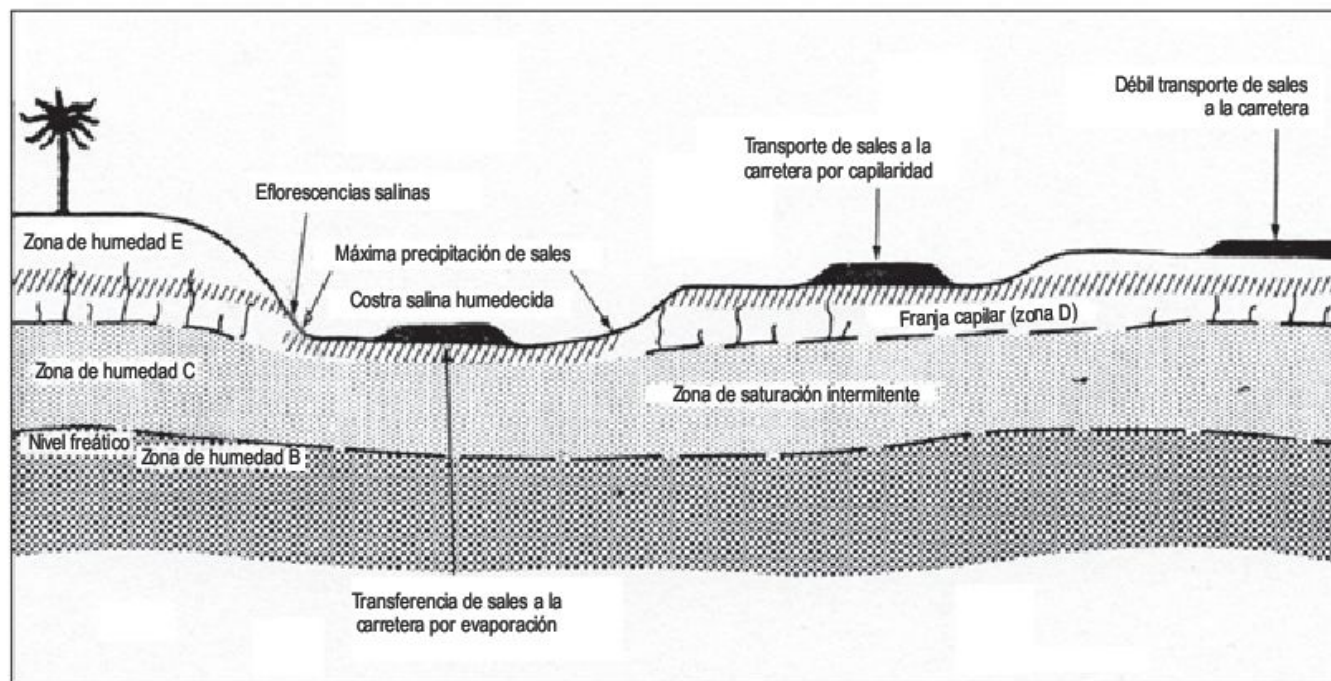
**FIGURA 5.46** Frente de capilaridad ondulado, desarrollado en los sillares de arenisca del Castillo de los Calatravos, del siglo XVIII, que alcanza alturas de unos 5 m sobre el suelo. La alteración es más importante en los sillares inferiores. Alcañiz (provincia de Teruel, España). Depresión del Ebro.



**FIGURA 5.47** Precipitación de sales de elevada solubilidad por ascenso del frente de capilaridad. Los sillares basales de caliza presentan un deterioro menor que los ladrillos. Calatayud (provincia de Zaragoza). Cordillera Ibérica.







**FIGURA 5.48** Corte esquemático en el que se indica la importancia de las zonas de humedad del suelo en la construcción de carreteras (Fookes y French, 1977; en Cooke *et al.*, 1982).

teorización salina produce agrietamiento, oquedades, desmoronamiento y desintegración (Cooke *et al.*, 1982). Un modo de predecir el riesgo por haloclastismo es realizar medidas de la conductividad eléctrica, que refleja el contenido salino de aguas subterráneas poco profundas y construir mapas en los que se delimitan áreas de diferente salinidad (Fig. 5.49).

La **laterita** es una roca generada fundamentalmente por meteorización, de usos muy diversos y resistente a la erosión. Se ha utilizado en la construcción de templos en Camboya, en la edificación del Castillo Español de San Marcos, en San Agustín (Florida), y en la construcción de numerosas vías de comunicación en zonas tropicales, tales como las resistentes carreteras de Gabón (Persons, 1970).

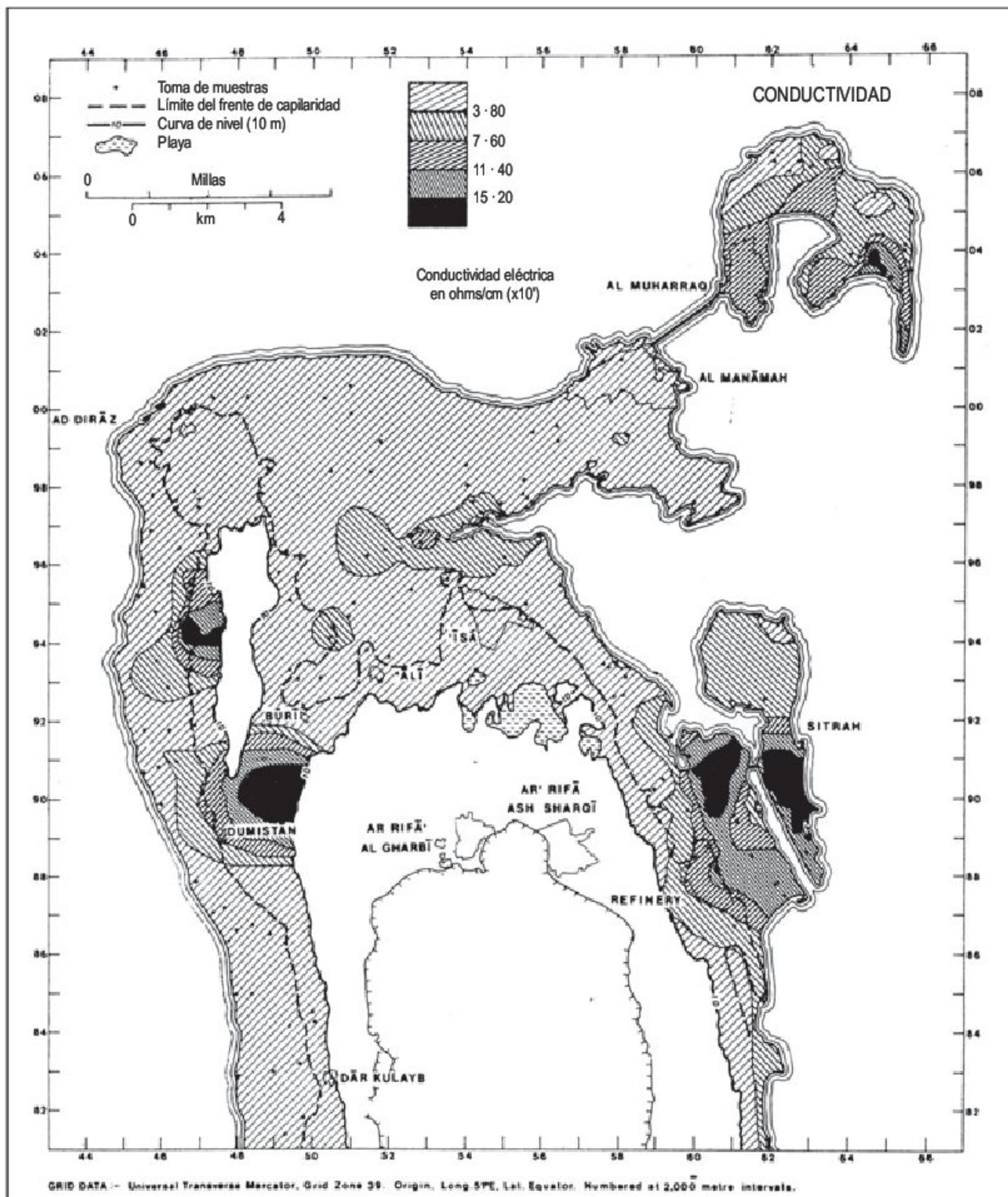
Con fines ingenieriles, conviene diferenciar entre laterita, que es una roca endurecida irreversiblemente y suelo laterítico, que se reblandece cuando se humedece y se endurece cuando se seca (Persons, 1984). Los suelos lateríticos se extraen fácilmente en canteras con hachas y picos, obteniendo ladrillos que se secan a la intemperie y necesitan al menos dos años para endurecerse (McFarlane, 1976). En la actualidad se fabrican estos ladrillos en Agra (India). Su utilización como material de construcción ha decaído en la mayoría de los países tropicales y perdura en aquellos en los que la laterita es la única roca resistente. Se conservan numerosos restos de civilizaciones cultas, en los que se reconocen muelles, rompeolas, fosos, alcantarillados, etc., que han funcionado durante cientos de años (Persons, 1970).

Los ladrillos endurecidos de laterita se utilizan para la construcción de paredes, revestimientos, pequeñas presas, alcantarillas, canales y enlosados. Su agradable textura y resistencia hacen de esta roca un material atractivo en arquitectura e ingeniería (Persons, 1970, 1984).

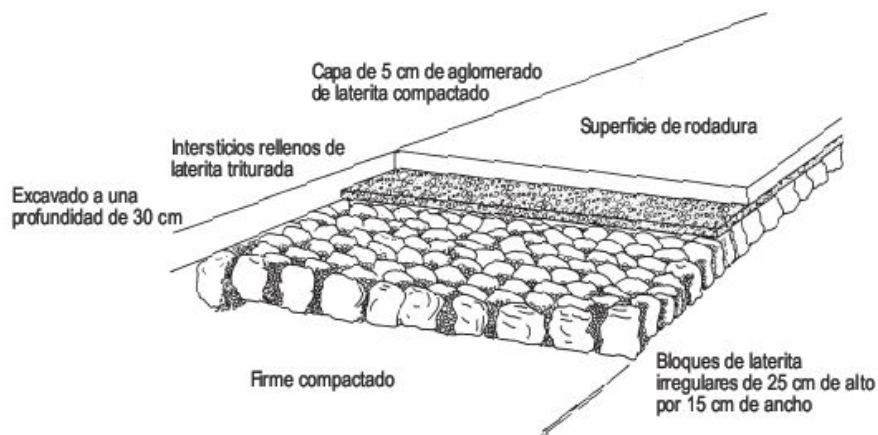
La laterita también se utiliza como firme en la construcción de carreteras y aeródromos. En las calles y carreteras radiales de Lagos (Nigeria) la laterita se usa con mucha frecuencia debido a su resistencia y a la proximidad de las canteras. La técnica de construcción es la siguiente (Fig. 5.50): sobre una base excavada se colocan bloques oblongos de laterita y los huecos se rellenan con laterita triturada, cuyos tamaños oscilan entre 0,1 y 10 mm en distintos países del Golfo de Guinea y Brasil (Persons, 1970, 1984). Con posterioridad se compacta y se añade una capa de 5 cm de laterita triturada. En los trópicos húmedos es necesario que el firme tenga un buen drenaje para evitar que se produzcan deformaciones en la capa de rodadura. Algunos suelos lateríticos son sensibles a la humedad y pierden resistencia con el incremento de la misma. Por eso, es preciso arear el suelo laterítico durante el tiempo necesario, antes de la trituration.

Las presas de relleno de rocas, construidas con lateritas trituradas y compactadas, presentan una gran resistencia. Por otra parte, las partículas de laterita son capaces de cementarse, por lo que originan una superficie impermeable. Por el contrario, cuando no se dispone de lateritas, las presas de relleno están constituidas por rocas diversas, que al compactarse son permeables y necesitan una impermeabilización (Persons, 1970, 1984).





**FIGURA 5.49** Agresividad del suelo en el norte de Bahrein, representada por la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas. (Power y Water, 1976; en Cooke *et al.*, 1982).



**FIGURA 5.50** Esquema de la utilización de la laterita como firme de carreteras (Persons, 1970).

## 5.4.2 Yacimientos minerales supergénicos y placeres

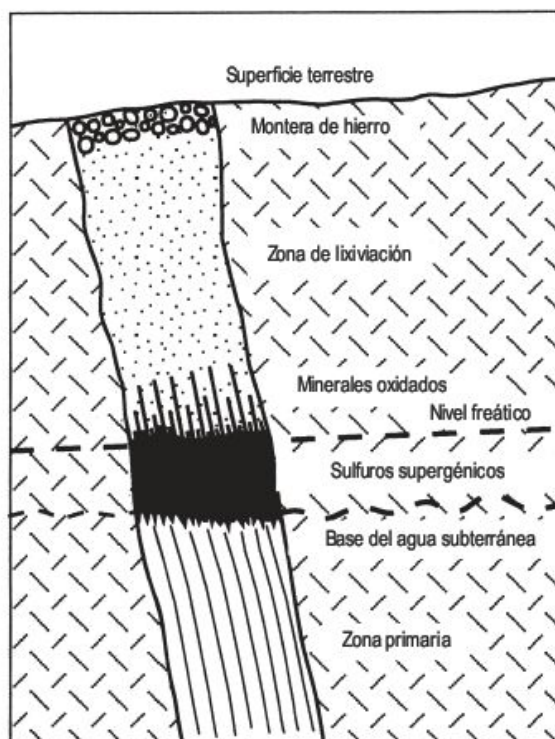
Muchos depósitos minerales son el resultado de procesos de meteorización. Los elementos metálicos, durante la alteración, se movilizan fácilmente en disolución y pueden trasladarse hasta el mar o precipitar dentro del perfil de meteorización. Si se concentran llegan a generar un yacimiento de interés económico. Este proceso se denomina **enriquecimiento supergénico** y es de gran importancia en los sulfuros (Ollier, 1969b, 1984; Ollier y Pain, 1996).

En un yacimiento supergénico se diferencian distintas zonas (Fig. 5.51). La parte superior del perfil de meteorización constituye la zona oxidada. Esta se subdivide en una zona inferior de óxidos, que se enriquece hacia la base, y una zona de lixiviación, en la que pueden concentrarse en la parte superior minerales residuales de hierro que forman una montera (*gossan*), que constituye un excelente indicio para la prospección. Por debajo de la zona de oxidación, se encuentra la zona de enriquecimiento en sulfuros, que se forma por la alteración del material superior que precipita por debajo del nivel freático en condiciones reductoras. El límite entre las zonas oxidada y de sulfuros corresponde a la posición del nivel freático en el momento de su formación. El descenso lento del nivel freático favorece el desarrollo de importantes potencias de la zona de sulfuros supergénicos. Los rebajamientos del nivel freático pueden deberse a cambios climáticos y tectónicos o a modificaciones del drenaje por erupciones volcánicas. Por estos descensos, la zona de sulfuros supergénicos, de potencia muy variable, puede estar situada desde unos metros a algunas decenas de metros e incluso llega a alcanzar más de 600 m en varios lugares del mundo (Ollier, 1984; Ollier y Pain, 1996).

Las **lateritas** pueden constituir menas de hierro, aluminio, níquel, manganeso, oro, etc. Dentro del perfil de alteración, las concentraciones de metales aumentan con la profundidad y en las partes superiores predominan los oxihidróxidos de aluminio. Estos metales de elevada carga iónica se transportan en el regolito como pequeñas partículas

amorfas, que posteriormente se deshidratan y cristalizan (Kühnel, 1987). La movilización hacia las partes bajas del perfil y su cristalización posterior ha sido puesta de manifiesto por Aleva (1991) para las lateritas níquelíferas y por Nahon *et al.*, (1985) para las lateritas manganesíferas.

El oro de las lateritas auríferas es muy puro (>95% en Au) y precipita en grietas de cantos de cuarzo y también alrededor de nódulos de óxido de hierro (Thomas, 1994a). Se cree que el oro se libera de la estructura cristalina de los sulfuros bajo condiciones de pH muy bajo. Posteriormente se solubiliza bajo la forma de sulfatos y al profundizar en el perfil se modifican las condiciones de pH y Eh, precipitando próximo al nivel freático (Wilson, 1984).



**FIGURA 5.51** Zonas diferenciadas en un yacimiento formado por enriquecimiento supergénico (Ollier y Pain, 1996).



También se ha acudido a la actividad de salmueras continentales, que al penetrar en el interior las aguas cloruradas alcanzan una elevada acidez. El oro se solubiliza en forma de cloruros y, en medio reductor, al aumentar el contenido de  $\text{Fe}^{2+}$ , el oro precipita en forma de pequeños cristales de gran pureza (Mann, 1998). Asimismo, se ha invocado el papel que desempeñan los ácidos húmicos en la movilización del oro en forma coloidal.

Existen numerosos yacimientos de hierro en relación con la **karstificación**. Están constituidos fundamentalmente por limonita, hematites, goethita y siderita, que son un residuo de alteración de las calizas y dolomías. Se encuentran formando bolsadas, rellenando fracturas o depresiones kársticas de tamaño diverso. Los contactos entre la roca carbonatada y el mineral de hierro son muy irregulares. En el macizo calcáreo se desarrollan normalmente galerías subterráneas de flujo freático. En España existen varios yacimientos de hierro en relación con procesos kársticos en carbonatos: Alquife (Granada), Sierra Menera (Téruel), Cabárceno (Santander) y Cerro del Hierro (Sevilla), desarrollados todos ellos en rocas calcáreas de distinta edad. El yacimiento de Sierra Menera es de tipo interestatal y la karstificación de carbonatos mixtos de hierro y magnesio del Ashgillense da lugar a los minerales de hierro secundario (Fig. 5.52) (Fernández-Nieto *et al.*, 1981).

Aproximadamente el 10% de la producción mundial de aluminio procede de bauxitas kársticas (Caribe y sureste de Asia). Se encuentran principalmente rellenando depresiones kársticas, que han ido profundizando lentamente a la vez que se engrosaba el depósito de bauxita. Se reconocen desde el Cámbrico hasta el Cuaternario, siempre en asociación con climas cálidos (Bardossy, 1981).

En el karst de torres de Malaya, los aluviones estanníferos penetran en el endokarst rellenando cavidades y grietas,

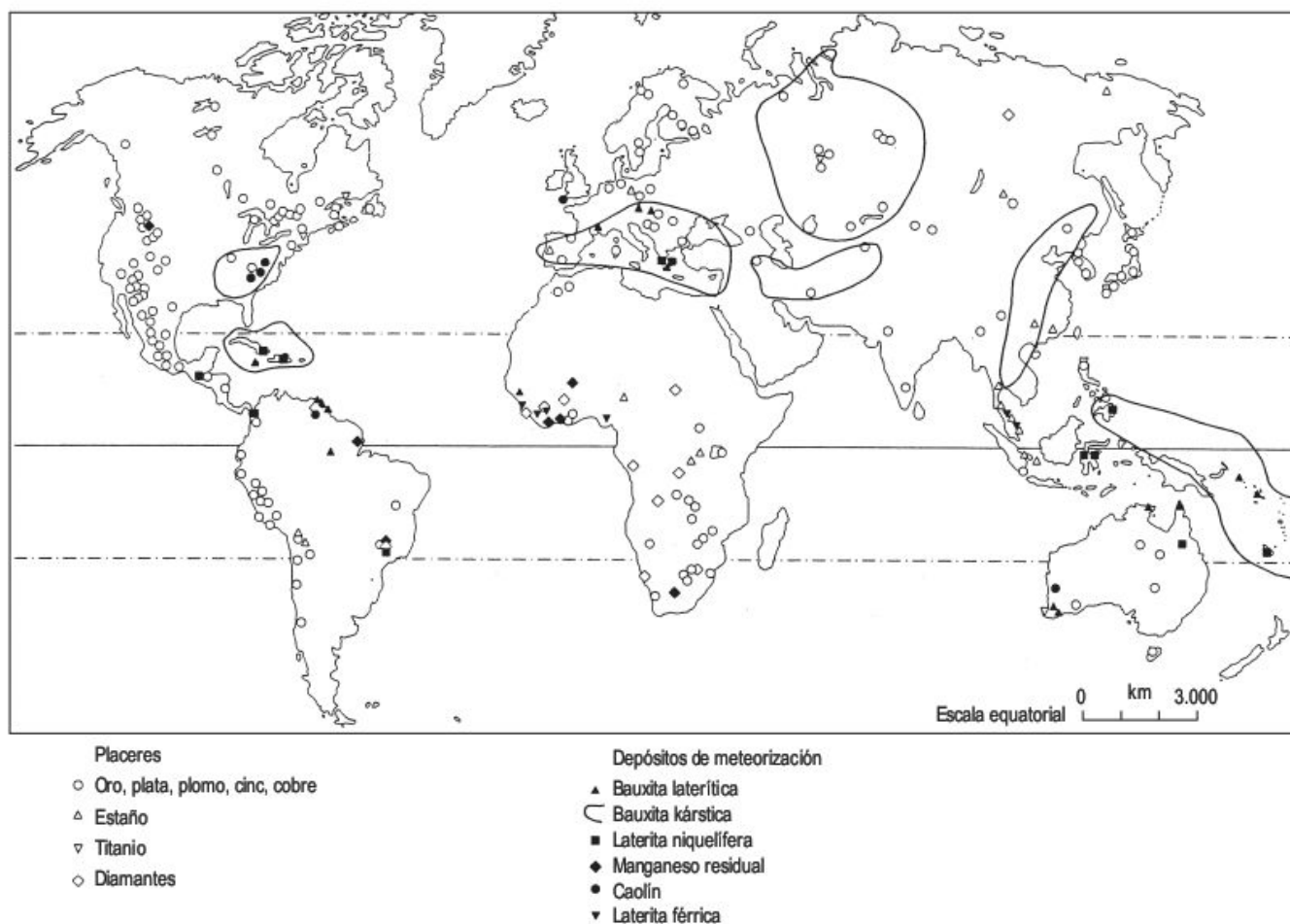
constituyendo un importante yacimiento de estaño en el que están implicados la karstificación previa y el relleno posterior (placer) (Sweeting, 1972).

Los **placeros** se originan por concentración mecánica producida por la separación por gravedad de los minerales pesados (más densos que el cuarzo) por medio del agua o del viento (Bateman, 1950). Para ello es necesario que los minerales se liberen de la roca alterada y lleguen a concentrarse en los medios anteriormente indicados. La mayoría de los placeros se generan en medios fluviales y litorales. Los minerales más importantes que se extraen son: oro, diamante, ilmema, rutilo, casiterita, circonio, monacita, piedras preciosas, etc. Aunque los placeros tienen una amplia distribución en todo el globo terráqueo (Fig. 5.53), los medios tropicales húmedos y subhúmedos presentan condiciones óptimas para su formación (Thomas, 1994a). La mayoría de los placeros resultan de la actividad de procesos geomorfológicos actuales (Fig. 5.54) o recientes, como los diamantes de la República Centroafricana y la casiterita de Indonesia. Otros se han formado en tiempos geológicos pretéritos, como los placeros auríferos del Terciario de Las Médulas (provincia de León) y los proterozoicos de Witwatersrand (África del Sur), o los diamantíferos del Triásico de Swazilandia (Sutherland, 1984, 1985).

En los sistemas fluviales, las alternancias climáticas que se desarrollan durante el Cuaternario dan lugar a sistemas de terrazas, que pueden explotarse al contener minerales pesados de interés económico y, a su vez, pueden transportarse hacia los niveles inferiores. Los lechos fluviales están afectados por un continuo retrabajamiento y migración de los canales, de tal forma que la sedimentación de gravas gruesas favorece el entrapamiento de pequeños diamantes, como en Sierra Leona y Ghana (Thomas y Thorp, 1993). En Indonesia y Malasia, los placeros

**FIGURA 5.52** Explotaciones de oxihidróxidos de hierro, resultante de la karstificación de carbonatos. Cantera Corral. Sierra Menera (Cordillera Ibérica). Ojos Negros (provincia de Teruel).





**FIGURA 5.53** Principales depósitos de meteorización y de placeres, formados bajo condiciones tropicales húmedas (Reading *et al.*, 1995).



**FIGURA 5.54** Prospección de un placer de oro con bateas y bomba de succión. Afluente del río Nzi. Bouaké (Costa de Marfil).



de casiterita proceden de la denudación de perfiles de alteración en granitos y andesitas, que se encuentran en coluviones, abanicos aluviales y rellenando cavidades endokársticas (Aleva, 1985; Gupta *et al.*, 1987). En los placeres de playa se concentran una gran variedad de minerales de rendimiento económico, tales como ilmenita, circón y monacita. Su concentración se lleva a cabo por las olas y las corrientes de deriva litoral. Por otra parte, la movilización por el viento de arenas de playa puede dar origen a placeres eólicos en dunas litorales.

La extracción comercial de minerales puede producir importantes modificaciones ambientales, que suelen ser toleradas por los gobiernos en países en vías de desarrollo. Así, una gran parte de las explotaciones de placeres aluviales de casiterita, en el sureste de Asia, se encuentran próximas a la costa. La extracción se lleva a cabo por dragado y bombeo del lecho fluvial. Esta operación produce una intensa turbulencia del agua, que vierte al mar una parte importante de esta carga en suspensión, afectando a la vida de los arrecifes coralinos. Otro ejemplo de las consecuencias de algunos tratamientos metalúrgicos lo tenemos en la Cuenca de Maderia (suroeste del río Amazonas). El dragado de oro se amalgama con mercurio, perdiéndose en el río un 5-30% de mercurio. Esta contaminación tiene graves efectos para la fauna existente en esta cuenca fluvial (Reading *et al.*, 1995).

### 5.4.3 Características del regolito. Algunas implicaciones en Ingeniería Geológica

Las rocas en estas áreas son muy diversas, aunque los granitos son los más abundantes. Por esta razón, una gran parte de las investigaciones se han circunscrito a las rocas graníticas. Al meteorizarse generan un regolito con dos ta-

maños de partículas; unas están constituidas por granos de cuarzo no alterados y las otras están formadas por la fracción arcillosa resultante de la meteorización de los feldespatos y micas. Este regolito presenta una porosidad de hasta el 60%, elevada permeabilidad y ángulos de fricción entre 20° y 30° (Dearman y Shibakova, 1989). Cuando se producen lluvias torrenciales se puede alcanzar la saturación, desencadenándose desprendimientos catastróficos. Hacia su base los perfiles de alteración tienen bloques de roca no alterada, de muy diverso tamaño. Estos bloques presentan problemas en las excavaciones de las carreteras y también en la estabilidad de los taludes (Douglas, 1986).

La profundidad de meteorización es muy variable. Los minerales arcillosos dominantes en el saprolito son la caolinita y halloysita, en condiciones de gran precipitación. La montmorillonita se reconoce en las áreas de tránsito a regiones semiáridas o en zonas de mal drenaje. En laderas abruptas, un elevado contenido de arcillas contribuye a la inestabilidad y a la generación de deslizamientos en épocas de lluvias intensas (Thomas, 1986).

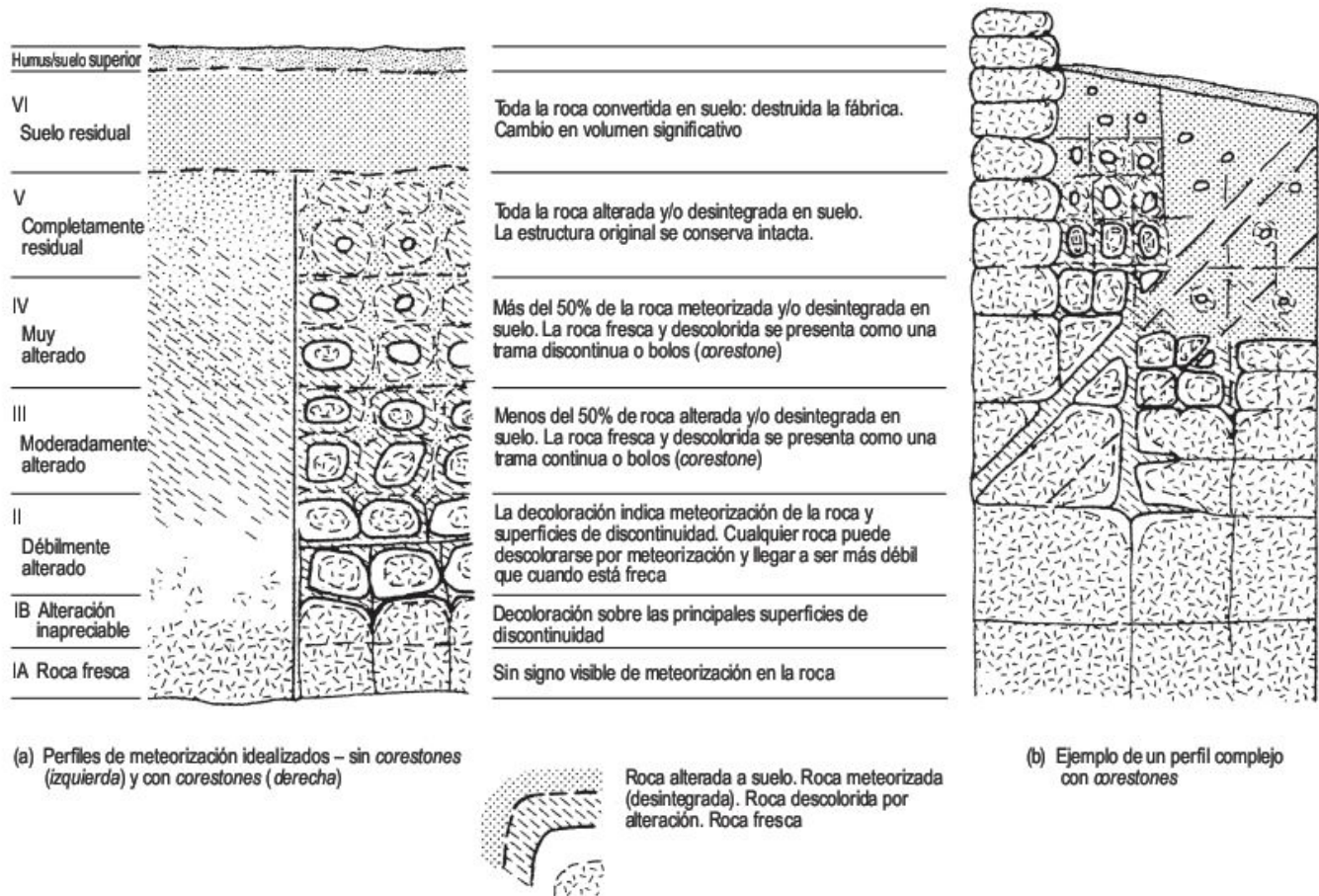
En este capítulo se ha analizado el perfil de meteorización y su diferenciación en zonas (Ollier, 1969b), basada en los contenidos y estructura del grus y en la morfología de la roca fresca. Este mismo criterio ha sido adaptado para llevar a cabo una clasificación del perfil de alteración con fines ingenieriles (Dearman *et al.*, 1978). El Comité de Suelos Tropicales de la International Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering (ISSMFE, 1985) elaboró una clasificación basada en estos principios, que fuera adecuada para los trabajos de ingeniería y especialmente útil en la estimación de la capacidad de sustentación con fines de cimentación (Dearman y Shibakova, 1989). La clasificación aparece reflejada en la Tabla 5.1. En Fookes (1997, 2005) se representa gráficamente la clasificación para diversos tipos de meteorización (Fig. 5.55). Los seis grados diferenciados tienen un gran parecido con

**TABLA 5.1** Clasificación de suelos tropicales residuales por el grado de meteorización (ISSMFE, 1985).

Grado	Grado de alteración	Reconocimiento de campo	Propiedades ingenieriles
VI	Suelo	Rocas sin textura reconocible; capa superficial que contiene humus y raíces de plantas.	Inadecuado para cimentaciones importantes. Es inestable cuando se destruye la cobertera existente.
V	Completamente meteorizado	Roca completamente alterada por meteorización <i>in situ</i> , pero con textura reconocible. En los granitos, los feldespatos están alterados por completo a minerales de la arcilla. No pueden recuperarse los testigos en sondeos de rotación.	Puede excavarse con la mano y es ripable sin la utilización de explosivos. No es adecuado para cimentaciones de presas de hormigón o grandes estructuras. Sin embargo, es válido para cimentaciones de presas de tierra y para rellenos. Es inestable en taludes de gran ángulo. Requiere protección contra la erosión.
IV	Muy meteorizado	La roca está tan debilitada por la meteorización que los bloques se rompen y deshacen con la mano. A veces, en sondeos de rotación, puede recuperarse el testigo. Menos del 50% de roca.	Similar al grado anterior. Poco adecuado para cimentaciones de presas de hormigón. La presencia de bloques sueltos desaconseja la cimentación para grandes estructuras.



Grado	Grado de alteración	Reconocimiento de campo	Propiedades ingenieriles
III	Moderadamente meteorizado	En conjunto considerablemente meteorizado. Los grandes bloques no se pueden romper con la mano. Del 50 al 90% de roca.	Se excava con dificultad sin el uso de explosivos. Adecuado para cimentaciones de pequeñas estructuras de hormigón y relleno de roca. La estabilidad de los taludes depende de las características estructurales, sobre todo de la disposición de las diaclasas.
II	Débilmente meteorizado	La meteorización se limita a las discontinuidades de la roca. En granitos algunos feldespatos están alterados. La resistencia se aproxima a la roca fresca. Más del 90% de roca.	Para la excavación se requieren explosivos. Adecuado para cimentaciones de presas de hormigón. Muy permeable a través de las diaclasas abiertas. Por lo general, más permeable que las zonas superiores o inferiores. Cuestionable como árido para hormigón.
I	Roca fresca	La roca fresca puede tener algunas diaclasas teñidas de limonita por debajo de la roca meteorizada.	El teñido indica la percolación de agua a lo largo de las diaclasas. Es necesario utilizar explosivos para romper los bloques y puede requerirse entibaciones en túneles y pozos.



**FIGURA 5.55** Clasificación de los grados de meteorización tropical (Fookes, 1997).

las zonas propuestas por Ollier. Conviene señalar que los ingenieros civiles e ingenieros geólogos estudian la estabilidad y durabilidad del manto de alteración y la resistencia de los materiales (Ehler, 2005).

El conocimiento tridimensional del regolito es fundamental para la realización de obras de ingeniería. Con estos fines se llevan a cabo sondeos y prospección geofísica (Ollier y Pain, 1996). La aplicación de la sismica de re-



fracción da buenos resultados para obtener la profundidad del regolito y diferencia con dificultad algunas de las zonas (Kesel, 1976). La sísmica de martillo es la más adecuada para el cálculo de potencias de regolitos de menos de 30 m y ha sido utilizada para distinguir en las laderas el regolito del coluvión con el fin de conocer la evolución de las mismas (Mills, 1990). El método eléctrico permite diferenciar la potencia de las diferentes capas de distintas resistividades existentes en el regolito. Con los métodos electromagnéticos, bien de uso en tierra o aeroportados, se pueden obtener mapas tridimensionales del regolito, mediante la distribución de la conductividad en la vertical (Street y Anderson, 1993). La técnica del radar (GPR) también permite la realización de cartografías en tres dimensiones hasta profundidades de unos 40 m (Mellet, 1990).

### 5.4.4 La alteración de los monumentos

Las señales de deterioración de los materiales pétreos en los monumentos, a escala mundial, son conocidas desde hace tiempo; sin embargo, como señala Winkler (1973), en los últimos 80 años el ritmo del deterioro físico, observado visualmente, ha crecido de una manera alarmante, prácticamente exponencial (Ordaz *et al.*, 1984).

La deterioración de los monumentos es un tema que preocupa considerablemente a ayuntamientos, comunidades y organismos supranacionales. Se le ha calificado como *mal de la piedra* y otros, más dramáticos, la denominan *cáncer de la piedra*. Alcanza proporciones muy significativas en algunos monumentos arquitectónicos, edificios y objetos escultóricos del variado patrimonio de la humanidad (Esbert *et al.*, 1983). En el caso de los monumentos existen un conjunto de importantes factores específicos, relacionados con la acción antrópica: forma de construcción (presencia de morteros y cementos, composición de la atmósfera urbana y precipitaciones) (Robert, 1993).

Con el fin de salvaguardar el patrimonio cultural (*cultural heritage*), la UNESCO ha editado un libro (Stovel, 1998) relativo a la prevención del riesgo al que está expuesto el patrimonio mundial, redactado por ICEROM (International Centre for the Study of the Conservation and Restoration of Cultural Property). En él se recogen aspectos tales como la protección del bien cultural, prevención del riesgo, mejora de la gestión del patrimonio, administración y algunos casos conocidos.

La conservación del patrimonio forma parte del **desarrollo sostenible**, que constituye uno de los fundamentos principales para la definición de la futura política económica, ambiental y social a escalas globales, nacionales y regionales (Panizza y Piacente, 2003). A partir de la Revolución Industrial del siglo XVIII la emisión de gases, resultantes fundamentalmente de las actividades industriales,

ha enfatizado considerablemente la alteración de las piedras monumentales. Esta polución atmosférica produce, además de la meteorización, el desencadenamiento de mecanismos de sedimentación superficial (Prada *et al.*, 1996) y es importante conocer con la mayor precisión el tipo de partículas atmosféricas transportadas y las depositadas por el viento (Esbert *et al.*, 2001).

Por consiguiente, se hace necesario enfrentarse con este problema con investigaciones coherentes en relación con la conservación y la restauración. Uno de los graves problemas, que resultan de efectuar una limpieza de los monumentos, es la desaparición de las pátinas existentes en las piedras. Esta pátina, que se produce a lo largo de mucho tiempo, se origina por la actividad de procesos físicos, químicos y biológicos, a la par que endurece la roca u otro material de construcción. Ha resultado muy llamativa la limpieza de ese gran volumen de rocas calizas que constituyen la Catedral de Burgos, de estilo gótico. Se han eliminado las pátinas y, como consecuencia, ha desaparecido ese tono grisáceo, que se ha convertido en blancuzo. Igualmente, la limpieza de los ladrillos de las torres mudéjares de Teruel, ha vuelto su tono rojizo envejecido en otro de matices rosados.

La aplicación de productos comerciales a los monumentos para incrementar su conservación ha de hacerse con un planteamiento científico adecuado, ya que estas aplicaciones pueden ser contraproducentes e incluso aceleran los procesos que se intentan detener (Esbert *et al.*, 1983, 1997).

No cabe duda de que los primeros pasos que se deben llevar a cabo para estudiar las rocas del monumento son el estudio de la mineralogía y propiedades petrofísicas, además del comportamiento químico y biológico. Todo ello debe ir unido a un estudio minucioso «de visu» de las diferentes formas de alteración que presentan los materiales (Sanjurjo y Alves, 2006). También es conveniente, conocidos los parámetros meteorológicos, llevar a cabo los adecuados estudios de alterabilidad o envejecimiento acelerado. De esta investigación minuciosa se deben efectuar las consideraciones que se estimen oportunas, de cara a una mejor conservación del monumento. El excelente volumen de Esbert *et al.*, (1997) reúne prácticamente todas las técnicas petrográficas, propiedades físicas, pruebas específicas y técnicas de intervención.

Desde muy antiguo es conocida la generación de pseudolapiaces en los granitos de los menhires neolíticos (5500-7000 BP) de Carnac, en Bretaña (Pedro, 1993). Por otra parte, los egipcios recubrieron la Gran Pirámide de Keops (4700 BC), de 144 m de altura, (Fig. 5.45) de losas calizas para evitar la meteorización del conjunto, dada la casi nula alteración de las calizas en ambientes hiperáridos, con el tiempo fueron parcialmente extraídas para otras construcciones. Más recientemente los científicos realizaron experiencias de meteorización en un ambiente natural, tal como la llevada a cabo por Hilger (1897) que partió en trozos de 1 a 2 cm muestras de caliza, arenisca



y esquisto micáceo y fueron expuestos a la atmósfera durante 17 años. A intervalos, los fragmentos fueron examinados y se observaron las características de la alteración y las partículas desprendidas. Al final del largo periodo, se observó que las muestras meteorizadas fueron alteradas tanto física como químicamente. La caliza fue más afectada por ataque químico, la arenisca sufrió una mayor alteración física y en el esquisto micáceo se reconoció tanto la meteorización mecánica como la química.

La caliza en un medio urbano se meteoriza más rápidamente que en las áreas rurales circundantes. Esto ya fue reconocido por Archibald Geikie que estudió la meteorización de los sepulcros en Edimburgo y sus alrededores (Huggett, 2003). Se han calculado las velocidades de meteorización en mármoles de Dirham (Inglaterra) y se han obtenido valores de 2 micras/año en un ambiente rural y 10 micras/año en medios urbanos industriales (Attewell y Taylor, 1988). Por el contrario, en la Catedral de St. Paul en Londres, tiene lugar una adición de sulfatos a causa de las lluvias ácidas, que supone 0,62 micras/año (Sharp *et al.*, 1982).

También se han efectuado intentos de estudio de la velocidad de meteorización observando los grados de alteración que presentan los cantos depositados en medios fluviales y que, en la actualidad, constituyen secuencias de terrazas. Para ello es preciso conocer la edad de los niveles de acumulación, que para el valle medio del Ródano Bornand (1979) estima en 2,5 millones de años. Los clastos constituyentes de las terrazas son fundamentalmente calizas, granitos y cuarcitas. Sobre las terrazas se localiza una cronosecuencia de suelos con un grado de evolución creciente con la edad. A partir de la T<sub>2</sub> se produce una descarbonatación. Son suelos fersialíticos que culminan en ultisoles en la terraza más antigua. En la secuencia se observa una disolución rápida y total de los cantos calizos y una desaparición progresiva de los cantos cristalinos. Como conclusión establece una primera fase de evolución de carácter fersialítico (500.000-800.000 años), en la que se concentra el hierro y una segunda fase de desrubefacción y de degradación de los suelos rojos (fase ultisólica de más de un millón de años). Como señala Millot (1979) no se dispone en este caso de la edad de las alteraciones, más que por métodos estratigráficos. Un estudio similar es el llevado a cabo por Woodward *et al.*, (1994) sobre perfiles de suelo desarrollados en terrazas fluviales carentes de dataciones en el noroeste de Grecia.

La **durabilidad** es lo contrario a la alterabilidad e indica la actitud o capacidad de un material para resistir la acción agresiva de los agentes de alteración. Conocer la durabilidad de un material rocoso es una tarea bastante compleja, dada la cantidad de factores extrínsecos e intrínsecos implicados en el proceso y los diferentes tipos de deterioro que pueden darse (Esbert *et al.*, 1997).

Para obtener tasas de meteorización, conociendo la edad de la piedra, se han llevado a cabo observaciones sobre losas de diferentes tipos de rocas que proceden de can-

teras próximas al cementerio. Esta metodología presenta las ventajas de conocer la edad, la meteorización se produce por diferentes mecanismos naturales, pero el tiempo no supera los 900 años (véase Ollier, 1969b).

#### 5.4.4.1 **Alteración de las areniscas en diferentes ambientes climáticos**

Las rocas más empleadas en la construcción de monumentos son los granitos (Acueducto de Segovia, Monasterio del Escorial, entre otros), calizas (catedrales de Burgos, León, etc.) y areniscas. Estas últimas rocas han sido profusamente utilizadas, a lo largo de la historia, para la edificación de distintos tipos de monumentos. La causa fundamental de su utilización es su fácil labrado. Las areniscas constituyen un amplio grupo con características mineralógicas, texturales, matriz, porosidad, grado y tipo de cementación, etc. muy diferentes entre sí. En este apartado pretendemos, por lo general someramente, analizar la meteorización de las areniscas bajo distintos ambientes climáticos, teniendo en cuenta en lo posible las características intrínsecas de los diferentes tipos de areniscas. Solo se tienen en cuenta aquellos monumentos que han estado sometidos básicamente a la acción de procesos atmosféricos en medios no degradados. Por este motivo, se excluyen las diferentes construcciones llevadas a cabo con areniscas silíceas en Belfast (Irlanda), que están afectadas por altos grados de polución antrópica, con el consiguiente desarrollo de costras negras (Smith, Magee y Whalley, 1994).

Las monumentales obras llevadas a cabo en los márgenes del Río Nilo en **Egipto**, durante el periodo de las tres dinastías faraónicas, aproximadamente 4800-2950 B.P., llaman poderosamente la atención por el gran volumen de roca movilizadora y su extraordinario grado de conservación. Los monumentos están contruidos fundamentalmente por la Arenisca de Nubia (Jurásico-Cretácico) de disposición horizontal y dispuesta en lantejones entre capas arcillosas y por el granito rosado precámbrico de la región de Aswan. Las precipitaciones medias alcanzan 2-10 mm/año y los vientos proceden del norte (Goudie, 2002). Como consecuencia de la escasez de agua, la alteración natural es muy pequeña, a pesar de su antigüedad. Se observan descamaciones y desplazaciones en los fustes (Templo de Luxor) y bajorrelieves. En estos últimos, las descamaciones suelen superar el centímetro y quizás coincidan con la máxima penetración del escoplo. Puntualmente, en zonas de nivel freático más superficial, se observa la acción de la capilaridad con deposición de sales blancas en el frente. No obstante, la mayor deterioración de los monumentos se debe a la acción antrópica mediante la destrucción por percusión de numerosos relieves, muy posiblemente por motivos religiosos. Las Esfinges del Templo de Amón en Karnak, los Colosos de Memnón (que representan a Amenofis III), la imponente estatua de Ramsés II a la entrada del Templo de Luxor, el



derribo del granito rosa de 18 m de altura de la estatua de Ramsés II en Tebas, constituyen la clara evidencia de la acción del hombre sobre este magnífico patrimonio de la humanidad.

Aguas arriba, la construcción de la Gran Presa de Aswan en el Río Nilo, terminada en 1970, generó el Lago Nasser. Este vaso sepultaba gran cantidad de monumentos bajo sus aguas. La ayuda internacional para salvarlos fue situarlos en el margen del Río Nilo (Abu Simbel) o trasladarlos a otros países con climas muy dispares. El obelisco egipcio, que permaneció intacto en la región de Aswan, se está degradando en los últimos 30 años desde que fue transportado a Estados Unidos e instalado bajo el clima cálido y húmedo de Nueva Cork (Pedro, 1993).

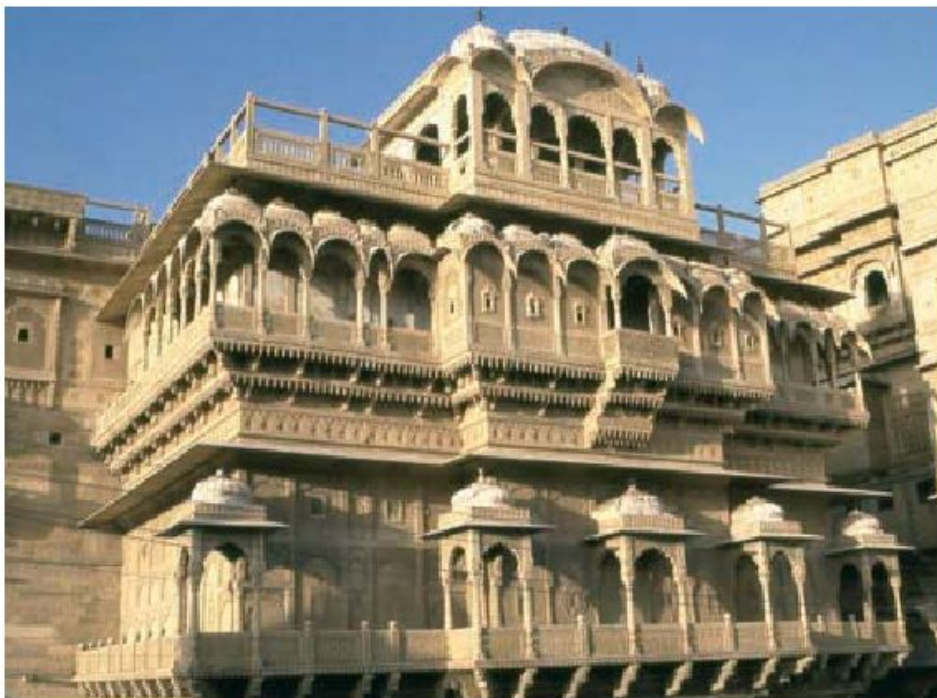
La provincia de **Rajasthan (India)**, lindante al oeste con Pakistán, presenta unas voluminosas edificaciones (fuertes, palacios, etc.) en areniscas jurásicas con un magnífico grado de esculpido (Fig. 5.56). Los fuertes más importantes se encuentran en Jodhpur y Jaisalmer, este último dentro del Desierto del Thar, a unos pocos kilómetros de la frontera pakistaní, con temperaturas extremas entre 3 y 50 °C y las precipitaciones son de unos 150 mm, con lluvias mayores en el monzón del verano (Dhir *et al.*, 1992).

Algunas personas consideran a Jaisalmer como una de las pequeñas ciudades más bellas del mundo, denominada la «perla del desierto», con una enorme muralla de 5 km y dentro de lo que podíamos considerar una ciudad museo con sus edificaciones alrededor del siglo XII. La ciudad fue antiguamente lugar de paso para las caravanas entre Oriente y Delhi. En su interior se encuentran templos, palacios y soberbias mansiones con balcones

maravillosamente esculpidos, todos ellos construidos con una arenisca silíceo jurásica de tonos dorados. La alteración de la arenisca de los monumentos es prácticamente nula, debido fundamentalmente a la gran aridez reinante. Por otra parte, no se han observado roturas efectuadas por el hombre.

La ciudad de **Salamanca (España)**, con una temperatura media anual de 12,4 °C, una precipitación anual de 360 mm y unos 30 días de helada al año, constituye uno de los ejemplos más característicos de utilización de un único tipo de piedra, con el que se han construido numerosos monumentos arquitectónicos (principalmente del siglo XVI y otros de los siglos XVII y XVIII) y, hoy en día, sigue utilizándose en las fachadas de los edificios. La piedra franca o dorada salmantina es una arenisca del Eoceno medio-superior, que se extrae de las canteras de Villamayor, próxima a Salamanca. La arenisca ha sido estudiada profundamente por varios equipos de investigación, que reunieron su trabajo en el volumen «Estudio sobre las Alteraciones y Tratamiento de la Piedra de Villamayor» (Arribas *et al.*, 1984; Hernández *et al.*, 1984; Ordaz *et al.*, 1984; Vicente *et al.*, 1984; Oteo, 1984).

Se trata de arcosas heterométricas; los diámetros comprendidos entre 0,125 y 0,25 mm son los más utilizados en la construcción (Arribas *et al.*, 1984), de color blanco-amarillento-grisáceas (Rock-Color Chart, 1979) con cuarzo, feldespatos, caolinita, illita, esmectitas, paligorskita y accesorios. La presencia de minerales hinchables, esmectitas y paligorskita, producen una expansión volumétrica en la red cristalina. Por lo tanto, los procesos de humectación-sequedad deben jugar un importante papel en la meteorización de la roca (Arribas, 1984).



**FIGURA 5.56** Palacio del siglo XII construido en arenisca. Jaisalmer (India).



La arenisca de Villamayor presenta un gran número de poros, lo que facilita la movilidad del agua en los mismos. Las propiedades físicas de las rocas fueron estudiadas por varios equipos y describiremos fundamentalmente los llevados a cabo por Ordaz *et al.* (1984) que siguen las metodologías propuestas por Belikov *et al.* (1967) y la International Society for Rock Mechanics (1972). La Tabla 5.2 indica los cálculos efectuados de las porosidades físicas. La arenisca tiene una elevada porosidad (30-50%) y la poro-

sidad efectiva es del 96%, lo que sugiere que la mayoría de los poros están intercomunicados. La capacidad de absorción es muy rápida y, por consiguiente, las comunicaciones entre los poros se realizan con gran celeridad. La desorción o pérdida de agua por evaporación en las primeras veinticuatro horas fue de 71,76%. Las medidas de capilaridad ponen de manifiesto la gran capacidad de succión de agua. El ascenso del frente capilar alcanzó una altura mínima de 7 cm, en las primeras veinticuatro horas.

**TABLA 5.2** Propiedades físicas de la «Piedra de Villamayor» (Ordaz *et al.*, 1984)

	Promedio
Peso específico de los granos minerales ( $\rho_g$ )	2.660 kg/m <sup>3</sup>
Densidad aparente de la roca seca ( $\rho_d$ )	1.760 kg/m <sup>3</sup>
Porosidad abierta ( $n_0$ )	32,9 %
Porosidad total ( $n$ )	33,8 %
Grado de relleno de los poros ( $S_r$ )	95,9 %
Contenido en humedad natural ( $w$ )	17,0 %
Contenido en humedad de saturación ( $i_g$ )	18,4 %
Índice de vacíos ( $I_v$ )	12,6 %
Absorción de agua ( $W$ )	14,5 %
Coeficiente de hinchamiento ( $\epsilon_s$ )	$2,5 \times 10^{-3}$
Coeficiente de expansión térmica ( $\alpha_1$ )	9,0 m/m °C
Coeficiente de capilaridad ( $C$ )	120 Kg/m <sup>2</sup> · min <sup>0,5</sup>
Coeficiente de penetración de agua ( $A$ )	$5,6 \times 10^{-3}$ m/min <sup>0,5</sup>

También se llevaron a cabo ensayos de alterabilidad o de envejecimiento acelerado y todos ellos giran alrededor del agua. La Tabla 5.3 representa la pérdida de material por desagregación en los distintos ensayos de envejecimiento acelerado. En el ensayo de ciclos de humedad-sequedad el promedio de las pérdidas fue de 3,2% después de 30 ciclos. Las pérdidas por ciclos de hielo-deshielo o heladicidad indican que la acción de la crioclastia, después de 30 ciclos, ha producido una pérdida de material sólido de 5,7% de promedio. Finalmente, el ensayo de cristalización de sales con una disolución del 15% de SO<sub>4</sub>Na<sub>2</sub>,

produce después de 10 ciclos importantes efectos disruptivos con la producción de un 20,8% en peso de material desprendido. Esta desintegración se debe, en gran parte, al paso de SO<sub>4</sub>Na<sub>2</sub> (anhidrita) a mirabilita (SO<sub>4</sub>Na<sub>2</sub> · 10H<sub>2</sub>O), que supone un incremento volumétrico de un 400%.

Con estos ensayos de alterabilidad se intenta conocer la capacidad de resistencia del material a la alteración posterior o, lo que es lo mismo, su mayor o menor durabilidad futura (Ordaz *et al.*, 1984). El conjunto de los resultados pone de manifiesto que el agua, líquida o sólida,

**TABLA 5.3** Pérdida de material por desagregación en los ensayos de alterabilidad de la «Piedra de Villamayor» (Ordaz *et al.*, 1984).

Ensayo	Nº de ciclos	Porcentaje de pérdida de material en peso
Humedad-sequedad	30	0,8-6,4 % (prom. 3,2 %)
Heladicidad	30	3,0-9,5 % (prom. 5,7 %)
Cristalización de sales	10	15,1-29,7 % (prom. 20,8 %)



da, es la que ejerce un mayor grado de meteorización, debido a la elevada porosidad de la arcosa. Por otra parte, las muestras que experimentan mayores pérdidas de peso son las que contienen una cantidad superior de arcillas hinchables.

Las sales, al igual que la humedad, son los elementos más efectivos en la deteriorización de las areniscas. Los análisis químicos de las rocas frescas en cantera no señalan la presencia de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ . No obstante, las sales de elevada solubilidad pueden incorporarse a la arenisca en el tiempo de su construcción, a partir del suelo, polución atmosférica, etc. (Torraca, 1981). Sin embargo, las muestras analizadas no contienen  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{S}^{2-}$  o  $\text{Cl}^-$  por lo que la polución ambiental juega un papel casi nulo.

Otro aspecto de meteorización de la arenisca es el de la actividad biológica, manifestado por el recubrimiento de hongos, algas y líquenes (Arribas *et al.*, 1984). El estudio de las superficies alteradas puede aportar datos sobre los procesos de solubilidad de algunas especies químicas (Hernández *et al.*, 1984; Ordaz *et al.*, 1984). La observación del grado de meteorización de las construcciones de la ciudad de Salamanca pone de manifiesto la presencia de alveolizaciones, descamaciones y desplazaciones, acanaladuras, desagregaciones (arenización y pérdida de cemento), figuración, rubofacción y decoloración, costras, eflorescencias y pátinas de diferentes tipos (Hernández *et al.*, 1984; Ordaz, 1984).

En sus consideraciones sobre los métodos de la corrección de la alteración, Vicente *et al.* (1984) indican que los tratamientos más adecuados consisten en la utilización de resinas sintéticas (acetato de polivinilo, metacrilatos, etc.) o resinas sintéticas sin disolvente. Sin embargo, señalan que «se debe proseguir la experimentación en laboratorio de los productos reseñados, al objeto de conseguir

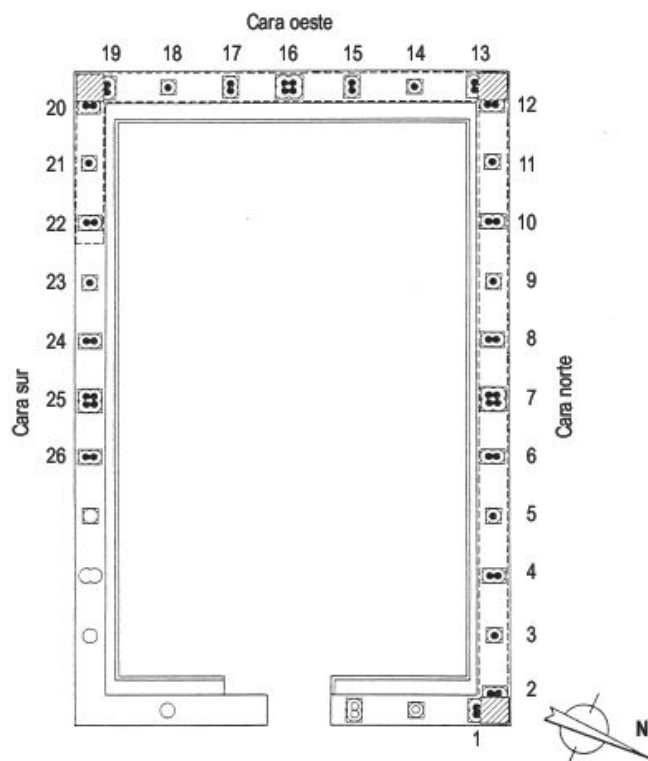
el tratamiento más idóneo, que proteja y consolide la arenisca de Villamayor». Por otro lado, Arribas *et al.* (1984) llevan a cabo ensayos con resinas y siliconas, descartando la utilización de estas últimas a causa de que los cambios de temperatura la anulan.

El **Monasterio de San Juan de la Peña** (provincia de Huesca), situado en las Sierras Exteriores Pirenaicas, símbolo del reino de Aragón (España), se aloja en un importante abrigo de conglomerados miocenos (Fig. 5.57). La temperatura oscila entre  $-10^\circ$  y  $-32^\circ \text{C}$  y la precipitación media anual es de 915 mm. El origen del monasterio se remonta al siglo VIII y los mayores volúmenes de construcción son del siglo X y XI, junto con el Claustro del siglo XII. Este Monasterio se construyó para Panteones de los reyes de Aragón y de los nobles y ha sufrido desde entonces numerosos avatares e incendios a lo largo de su historia. El claustro románico del siglo XII y el Panteón de los Reyes, construido con areniscas de grano fino oligocenas, fue estudiado a instancias del Departamento de Cultura de la Diputación General de Aragón, por las Cátedras de Petrología y de Geomorfología de las Universidades de Oviedo y Zaragoza respectivamente (Esbert *et al.*, 1987). La preocupación fundamental era el estado de alteración de los capiteles del claustro (Fig. 5.58). Se analizaron dos muestras, una de  $100 \mu\text{m}$  de grano fino y otra de  $200 \mu\text{m}$ , menos representativa en la ornamentación. La arenisca de grano fino está constituida por cuarzo (42%), calcita (3%), filosilicatos (10%) y plagioclasas (3%) y dolomita (3%).

Se estudiaron las propiedades físicas de la muestra de grano fino entre otras, según las metodologías de Belikov *et al.* (1987); absorción libre de agua (más del 90% en las 4 primeras horas); absorción por capilaridad (incremento del peso en función del tiempo), penetración capilar (altura ascendida en función del tiempo) y curva de eva-

**FIGURA 5.57** Claustro del siglo XII del Monasterio de San Juan de la Peña en las Sierras Exteriores Pirenaicas (provincia de Huesca), alojado a la sombra de un abrigo de conglomerados masivos miocenos, situado a 1.200 m de altura. Al fondo, la Capilla de San Voto de mediados del siglo XVII.

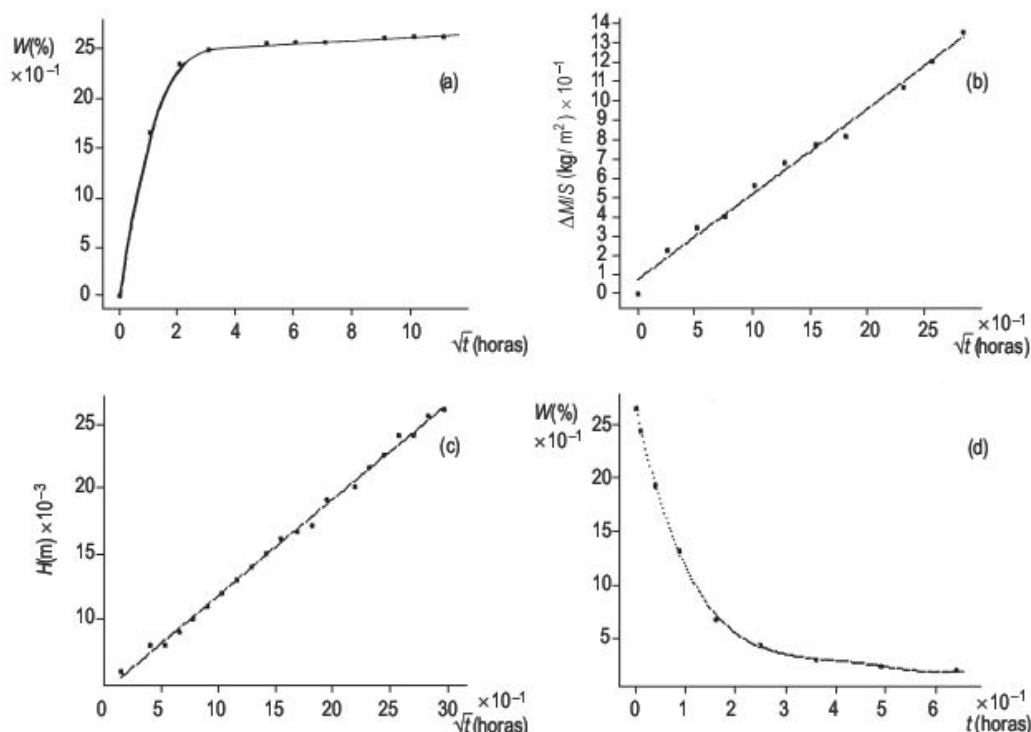




**FIGURA 5.58** Esquema en planta del Claustro de San Juan de la Peña (Esbert *et al.*, 1987).

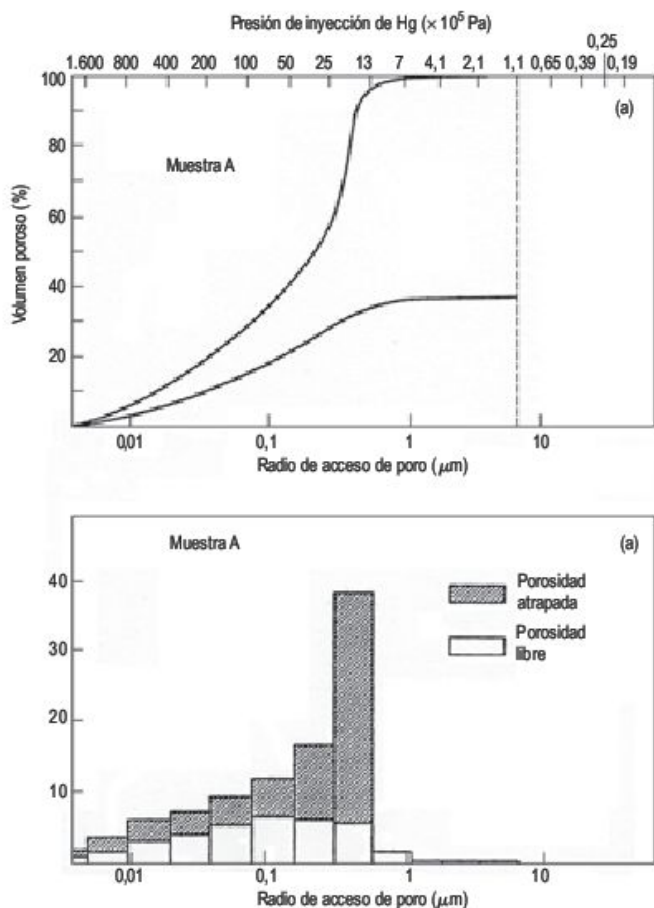
poración (Fig. 5.59). La porosidad y distribución porosimétrica nos permite obtener la porosidad libre o eficaz (9,6%), la porosidad atrapada (6,2%) y el radio medio de acceso al poro ( $0,25 \mu\text{m}$ ) (Fig. 5.60), mediante técnicas de inyección de mercurio en la roca (Pellerin, 1980). La expansión lineal producida por la absorción de agua se obtuvo mediante el cálculo de hinchamiento libre lineal, según las normas de I.S.R.M. (1972). El valor es muy pequeño y se produce en las primeras horas del ensayo. En el estudio minucioso del claustro se pone en evidencia que únicamente los capiteles situados en la cara oeste (Fig. 5.57) presentan un elevado grado de conservación y sus relieves corresponden a una sucesión de hechos bíblicos. Los sucesivos avatares e incendios que ha sufrido el Claustro a lo largo de su historia pueden explicar el traslado, los relieves truncados por impactos, las malas prácticas de conservación, etc. Los fustes son en su mayoría de sustitución, excepto el de la columna n.º 25 que presenta un elevado grado de alveolización.

Es evidente que los capiteles han sufrido una desigual meteorización, menos deteriorados los de la cara oeste (del 13 al 19). Posiblemente la presencia de pátinas oscuras y rosadas pueden reflejar el desarrollo de antiguas policromías. Además de estas pátinas se observan descamaciones, desplazaciones, desintegración granular y otras muy frecuentes de origen mecánico, como fisuraciones y des-



**FIGURA 5.59** Curvas de caracterización porosimétrica, realizadas todas ellas para la muestra A de  $100 \mu\text{m}$ , de color gris anaranjado claro. a) Absorción libre agua por inmersión total ( $W$ -contenido en agua en función del tiempo). b) Absorción capilar (incremento en peso por unidad de superficie ( $\Delta M/s$ )). c) Penetración capilar (altura ascendida en función del tiempo  $\sqrt{t}$ ). d) Curva de evaporación ( $W$ -contenido en agua en función del tiempo en horas) (Esbert *et al.*, 1987).





**FIGURA 5.60** Curvas porosimétricas: distribución del radio de acceso de poro. a) La curva superior corresponde a la primera inyección y la inferior a la segunda. La diferencia entre ambas indica la porosidad atrapada. b) Histograma de variación del volumen poroso en función del radio de acceso de poro (Esbert *et al.*, 1987).

conchaduras, posiblemente debidas al transporte por el hombre para su conservación, en situaciones límites.

Se estudiaron los productos de alteración mediante difracción de Rayos X y microscopía electrónica de barrido, que puso en evidencia cristales de calcita y diversos organismos de ornamentaciones diversas. La extracción de sales (Fig. 5.61) y su análisis por vía húmeda mediante técnicas espectroscópicas, cromatografías y de plasma de inducción, señalan un elevado porcentaje de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{NO}_3^-$ , posiblemente responsables de la actividad de estos microorganismos.

Los ensayos de envejecimiento acelerado, llevados a cabo con probetas cúbicas de 5 cm de arista, indican que el haloclastismo incide considerablemente en la pérdida en peso (9,77% después de 10 ciclos) y en los ciclos de hielo-deshielo el descenso en peso es pequeño (0,36% después de 15 ciclos).

De todas las caracterizaciones y ensayos efectuados, las causas y mecanismos de alteración son varias: el más importante es la acción antrópica, ligada a distintos avatares históricos que han producido pérdidas parciales o totales de cimacios y capiteles. La acción de la humedad sobre las areniscas, junto con su textura, condiciona la absorción hídrica y otras propiedades físicas. El agua de los poros al convertirse en hielo ayuda a la deteriorización de la roca. Se han observado gran cantidad de microorganismos y se cree que su actividad debe tener escaso alcance en el deterioro total.

Los monumentos de **Angkor**, al noroeste de Camboya, son un conjunto de templos construidos en arenisca entre los siglos IX y XIII. La temperatura media es de 26 °C, 1.400 mm de precipitación y con una humedad del 80% en la época seca (Delvert, 1968). La arenisca es de color gris, y por alteración se producen costras de color blan-



**FIGURA 5.61** Extracción de sales en un capitel del Claustro de San Juan de la Peña.

cuzco. El ataque fundamental a la roca se lleva a cabo por capilaridad, que da origen en la base de los templos a formas de alveolización y tafonización (de hasta 5-10 cm). La densa vegetación tropical ha invadido muchos de los monumentos y se observa que algunas de las raíces penetran por las diaclasas existentes. Se observa la acción de líquenes, fáciles de desprender de las rocas, aunque no se conoce el grado de eficacia en la alteración de las rocas. Los análisis químicos indican que existe muy poca diferencia entre las areniscas alteradas o frescas. En las areniscas rosas, que son las más resistentes, tienen caolinita como cemento, mientras que las areniscas grises se cementan por clorita.

Podemos concluir que en países tropicales húmedos con unos 1.500 mm de precipitación la acción química no es muy activa y no es responsable de los principales fenómenos de meteorización. La alteración se debe a la hidratación de la roca y a la disgregación resultante de su actividad.

Del análisis llevado a cabo sobre la alteración de monumentos en areniscas, a través de distintos tipos de climas, se deduce que los monumentos instalados en zonas áridas a hiperáridas (Jaisalmer y Egipto) presentan un excelente estado de conservación, debido a las escasas precipitaciones y a la ausencia de agua en el suelo.

La arenisca de Villamayor presenta elevadas porosidad y capilaridad. El agua que se moviliza por los poros de la roca efectúa su labor disruptiva, fundamentalmente durante los ciclos de humedad-sequedad y, sobre todo, la meteorización salina que, en los ensayos de envejecimiento, es el mecanismo que más pérdida de suelo produce en la arenisca. La presencia de arcillas hinchables en

la matriz provoca la expansión volumétrica de la red cristalina, con el consiguiente hinchamiento. En este ambiente subhúmedo el papel del agua es doble, penetración entre los poros e hinchamiento volumétrico en las arcillas expansivas.

En el Claustro de San Juan de la Peña, la causa más importante de deteriorización de los capiteles es de naturaleza antrópica como denuncian las fracturas, posiblemente debidas a traslados durante los sucesivos incendios u otros avatares. No obstante, se observan, en los capiteles de la cara oeste, un excelente grado de conservación. En estos claustros es importante que se encuentren preservados de la acción directa de la lluvia, ya que el impacto sobre los mismos trae consigo la práctica total desaparición de los relieves (por ejemplo capiteles románicos del Claustro de Santo Domingo de Silos, Burgos). Después del detenido estudio de los capiteles del Monasterio de San Juan de la Peña, la Administración entendió que no era necesaria una actuación sobre los mismos.

Finalmente, los templos de Angkor, que destacan sobre una gran llanura, están sometidos a todos los procesos relacionados con la actividad del agua en los poros de la roca. No obstante, los análisis químicos de las rocas fresca y alterada no ofrecen rasgos muy distintivos, por lo que la meteorización química no es un proceso capital.

En conclusión, debemos indicar que las areniscas son rocas fáciles de esculpir, pero de gran facilidad de alteración entre los diferentes tipos de meteorización en los que el agua juega un papel significativo. De todas las maneras, las areniscas son un grupo de rocas con composición y propiedades petrofísicas muy diferentes, por lo que es difícil establecer conclusiones más generales.





# 6

## Geomorfología Kárstica

### CONTENIDO

- 6.1. Introducción
- 6.2. Disolución de los carbonatos
- 6.3. Características superficiales de las calizas: karren o lapiaz
- 6.4. Dolinas
- 6.5. Poljes
- 6.6. Valles y fuentes kársticos
- 6.7. Endokarst
- 6.8. Depósitos de las cavidades
- 6.9. Tipos de karst e influencia del clima
- 6.10. Karst de evaporitas
- 6.11. Riesgos kársticos, aplicaciones y usos



# 6.1

## Introducción

En el estudio de las formas kársticas el proceso de disolución de las rocas por el agua constituye el agente más importante para la generación de los distintos tipos de modelados. Se trata de terrenos en los que la hidrología y las diferentes morfologías surgen de una combinación de rocas muy solubles con una porosidad secundaria bien desarrollada (Ford y Williams, 1989; Ford, 2004). Las formas características de las regiones kársticas son, según White (1988):

- Depresiones cerradas de tamaño variable.
- Drenaje superficial desorganizado.
- Cuevas y sistemas de drenaje subterráneo.

Las depresiones cerradas (Fig. 6.1.) tienen tamaños muy diversos y en los poljes pueden alcanzar decenas de kilómetros de eje mayor. Están desconectadas entre sí y constituyen el **exokarst**, que se caracteriza por un modelado caótico y desordenado (Martonne, 1924). El drenaje superficial desorganizado es de tipo centrípeto y totalmente distinto al desarrollado en las rocas no karstificables, que es de carácter ordenado. La última característica deriva de un drenaje vertical que desarrolla una circulación subterránea, dentro de lo que se denomina **endokarst**.

La palabra karst es la acepción germánica del término **kras**, que comprende una región del oeste de Eslovenia, fronteriza con Italia, y en ella los terrenos calizos aparecen desprovistos de vegetación (Kranjc, 2004). En

este área se realizaron las primeras investigaciones sobre el karst por las escuelas de Geomorfología de Viena y por la extraordinaria y extensa publicación en alemán de Jovan Cvijiv (1983) en la que se definen, de una manera clara y simple, una gran parte de las formas kársticas. Por estas circunstancias, la mayoría de los términos utilizados en el karst son de raíz germana.

Una de las características de las regiones kársticas es la proliferación de términos existentes, que obedece a las distintas denominaciones utilizadas en diferentes territorios. Como ejemplo, la palabra dolina, que es la de uso científico, tiene varias denominaciones en diferentes partes de España: torca (de uso generalizado en ambas Castillas), celada (Sierra de Albarracín), cuencón (Sierra de Javalambre), etc. Las morfologías kársticas siempre han llamado poderosamente la atención y, por consiguiente, no es de extrañar la diversidad de denominaciones existentes.

Además de las rocas carbonatadas, afloran formaciones constituidas por minerales muy solubles en agua, como el yeso, y su fase anhidra la anhidrita, y los cloruros, de los que la halita constituye el principal exponente. Estos minerales, originados básicamente por evaporación (evaporitas), afloran en porcentajes pequeños a nivel global, pero su velocidad de disolución es mucho mayor que la de los carbonatos, lo que trae consigo una rápida morfogénesis y, como consecuencia, en su interacción con las actividades humanas, dan lugar a numerosos e importantes riesgos kársticos.



**FIGURA 6.1** Vista aérea del campo de dolinas en embudo desarrolladas en calizas jurásicas. Villar del Cobo, provincia de Teruel. Cordillera Ibérica, España. Foto B. Leranoz.



El conocimiento del karst siempre ha estado presente desde lejanas épocas, en las que los pensadores de la antigua Grecia intentaban explicar los grandes ríos que brotan de los macizos calcáreos (surgencias) y, por el contrario, la desaparición de considerables caudales en un punto (valles ciegos). Aunque se reconocen en la literatura diversas aportaciones, coincidentes con la historia moderna, el trabajo de Cvijic (1893) constituye el pilar fundamental sobre el que se apoyan las futuras investigaciones sobre Geomorfología Kárstica. El desarrollo de la misma, ha seguido, en líneas generales, los diferentes avatares de la Geomorfología. Así, el concepto cíclico davisiano es introducido en el Karst por Grund (1914) (Fig. 1.2) y proseguido por Cvijic (1918). La importancia del clima en el desarrollo del modelado kárstico ha sido una continua preocupación de los estudiosos del karst. En el Simposio sobre el Karst, que tuvo lugar en Frankfurt, se señaló que cada clima tiene su propio desarrollo kárstico (Lehmann, 1954).

A partir de 1950, la contribución de la **Espeleología** ha sido muy importante, ya que ha permitido un conocimiento de las cavidades, abordar cuestiones sobre el origen de las mismas y precisar la edad de los depósitos carbonatados por los estudio de isótopos de oxígeno, en combinación con las dataciones de U/Th (Sweeting, 1981). Más recientemente, la aplicación de AMS (acelerador de espectrometría de masas) para medir los isótopos cosmogénicos en muestras de roca ha abierto un nuevo camino (Shopov, 2004).

Se sabe que las formaciones carbonatadas son mucho más abundantes cuanto más recientes son los periodos de la historia de la Tierra. También se han reconocido paleokarst tanto en las columnas estratigráficas, como en la presencia de formas kársticas erosivas y deposicionales en ambientes no aptos para su origen. Así, las morfologías kársticas existentes por debajo de los 250-300 mm de precipitación media anual, son indicadoras de **Paleokarst** (Sweeting, 1972). El estudio de las kartificaciones relictas constituye una de las mayores aportaciones del karst a la Paleoclimatología.

El conocimiento de la evolución de los terrenos kársticos se ha potenciado con las investigaciones de neotectónica en las cadenas alpinas y su influencia en la morfogénesis. En las zonas litorales los movimientos eustáticos positivos conducen al cese de la karstificación y a la agradación y fosilización de las formas, mientras que los movimientos negativos del nivel de base producen un rejuvenecimiento del modelado (Osborne, 2004).

Todo este conjunto de consideraciones nos indican que, aunque el proceso fundamental del karst es la disolución, los macizos constituidos por rocas solubles están sujetos además a la acción de factores extrínsecos, que inciden en su evolución, por lo que es necesario que las investigaciones sobre el karst sean de carácter multidisciplinar. Para tener un conocimiento lo más profundo posible se debe estudiar el macizo kárstico en tres di-

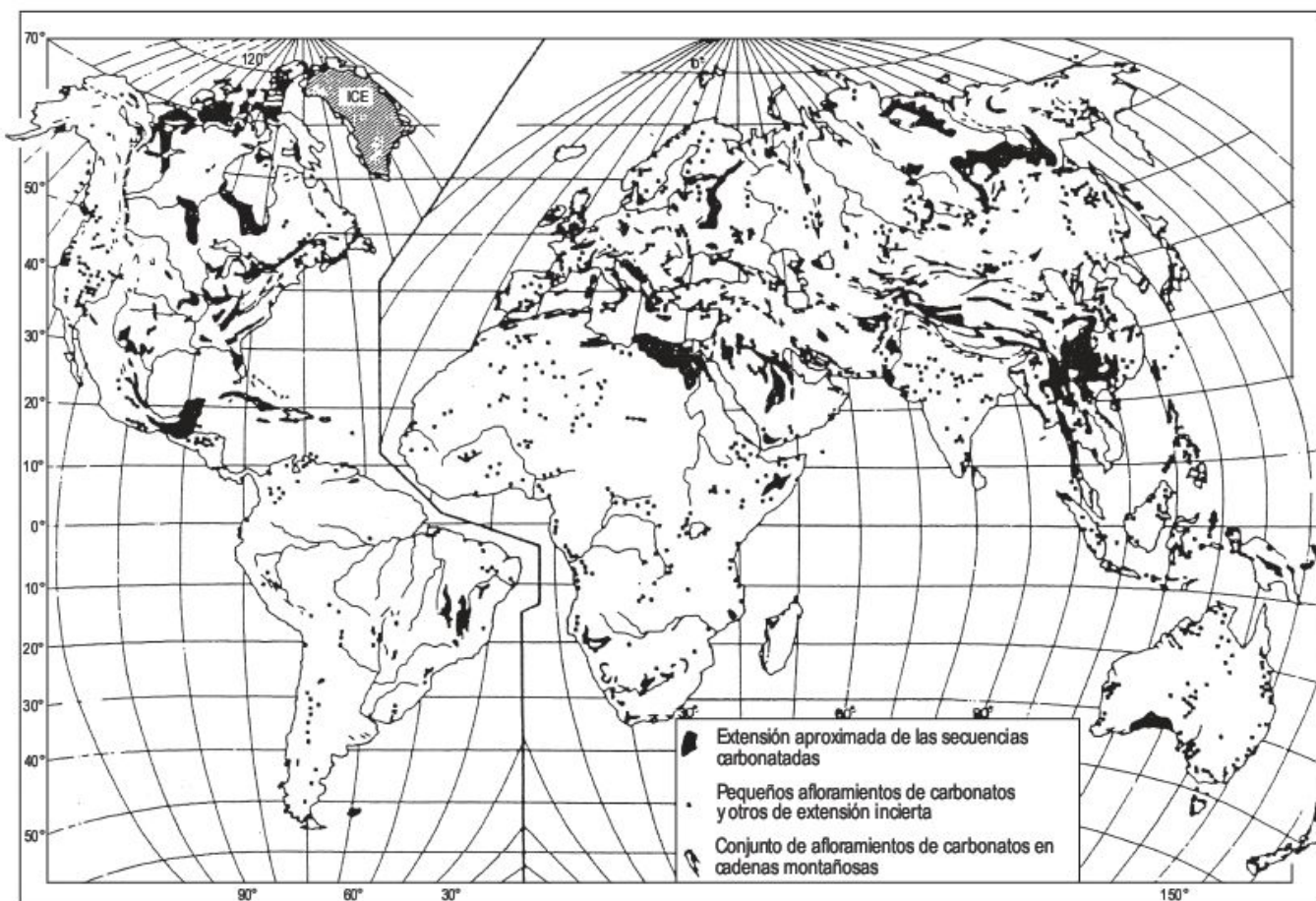
mensiones, con el fin de deducir las complejas relaciones que existen entre las morfologías generadas en superficie y las originadas en profundidad. En esta investigación hay que tener en cuenta las variaciones ambientales (climáticas, tectónicas y antrópicas), que han afectado al karst en su evolución temporal.

En la naturaleza se desarrollan algunas morfologías producidas por procesos distintos a la disolución y que se engloban bajo el término de **pseudokarst** (Halliday, 2004), como los regueros en laderas de rocas graníticas y las cavidades (Vaqueiro *et al.*, 2006), que se encuentran en estos tipos de rocas, ajenas a los perfiles de alteración (Vidal Romaní y Gracia, 1987), así como los espeleotemas silíceos (Vidal Romaní *et al.*, 2003). Cavidades en cuarcitas han sido estudiadas en Minas Gerais (Brasil) por Corrêa Neto (2000) y en Sudáfrica y Mozambique por Martini (2000). Dentro del conjunto de formas pseudokársticas se encuentran los tafonis y gnammas (Fig. 5.41), presentes en diferentes climas y tipos de rocas y los conductos subsuperficiales y depresiones cerradas originadas en rocas clásticas por el proceso de *piping* (Fig. 16.54). También se incluyen en este apartado los tubos lávicos (jameos) y los colapsos acompañantes (Fig. 4.34), junto con estalactitas de lavas volcánicas solidificadas. Dentro de estas morfologías pseudokársticas se incluyen las originadas por fusión del permafrost (termokarst o criokarst), como los lagos de deshielo y colapsos asociados (Fig. 15.59), analizados con posterioridad en el capítulo de Geomorfología Periglaciaria.

La localización de las áreas kársticas en terrenos carbonatados se representa en la Figura 6.2 (Ford y Williams, 1989). Sin tener en cuenta los casquetes de hielo, las formaciones carbonatadas ocupan aproximadamente un 12% de las tierras emergidas. Los carbonatos son más abundantes en el hemisferio septentrional. En estas áreas kársticas viven un 25% de la población mundial, que se suministra de aguas kársticas. Este hecho es importante por las inferencias que pueden tener en los macizo kársticos.

Se ha establecido una diferenciación de los tipos de karst en función de distintas variables (cobertura, litología, tectónica, fisiografía, hidrología, etc.) (Quinlan, 1967). De la amplia tipología reseñaremos aquellos términos de mayor uso. Las formas kársticas pueden originarse sobre áreas desprovistas de suelo y vegetación, en cuyo caso se denomina **karst sin recubrimiento o desnudo** (*bare karst*), o las formaciones karstificables se encuentran por debajo de una cubierta de materiales, frecuentemente constituidos por sedimentos transportados sueltos. En este caso, se designan con **karst cubierto** (*covered or mantled karst*). Cuando la karstificación se produce entre dos formaciones no karstificables se le conoce como **karst interestratil**. Si en el karst cubierto o interestratil tiene lugar la erosión del material de cobertera, entonces afloran las rocas karstificables. Este tipo de karst recibe el nombre de **karst exhumado**. También se efectúa la distinción entre **karst activo** y **karst relicto** (Ford, 2004).





**FIGURA 6.2** Distribución global de los afloramientos de rocas carbonatadas. El karst se localiza en la mayoría de estas áreas y también por debajo de rocas no karstificables (Ford y Williams, 1989).

## 6.2 Disolución de los carbonatos

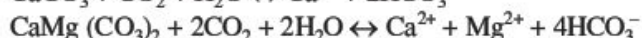
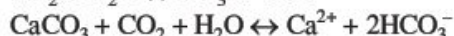
La disolución es un proceso en el que la roca o parte de la misma se combina con el agua para formar una solución o conjunto de solutos. Existen grandes variaciones en la solubilidad de los minerales, desde la gipsita que es virtualmente insoluble (0,001 mg/l a pH = 7) y la halita (360.000 mg/l a pH = 7) (Gunn, 2004a).

La disolución o corrosión (Bögli, 1980) de las rocas carbonatadas es una reacción química reversible que da lugar a la formación del karst carbonatado en calizas y dolomías relativamente puras.

El carbonato cálcico, bajo la forma de calcita o aragonito, es muy poco soluble en agua pura. Por otra parte, el dióxido de carbono es un gas que está presente en la atmósfera, en el suelo y disuelto en las aguas de lluvia y subterráneas, ríos, lagos y océanos. En su disolución por el agua se encuentra como  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , ácido carbónico, y

constituye el propulsor de la disolución de los carbonatos y, por consiguiente, de la generación del karst (Dreybrodt, 1988, 2004).

Las siguientes reacciones expresan la disolución de los carbonatos (calcita y dolomita):



La disolución se produce por la adición de  $\text{H}^+$ , resultante de la disociación del  $\text{CO}_3\text{H}_2$ . De esta forma, se produce una disolución de solo 14 mg/l (como  $\text{CaCO}_3$ ) a 25 °C. La adición de  $\text{H}^+$  por otros ácidos incrementa la solubilidad como, por ejemplo, la oxidación de sulfuros en los que se produce ácido sulfúrico.

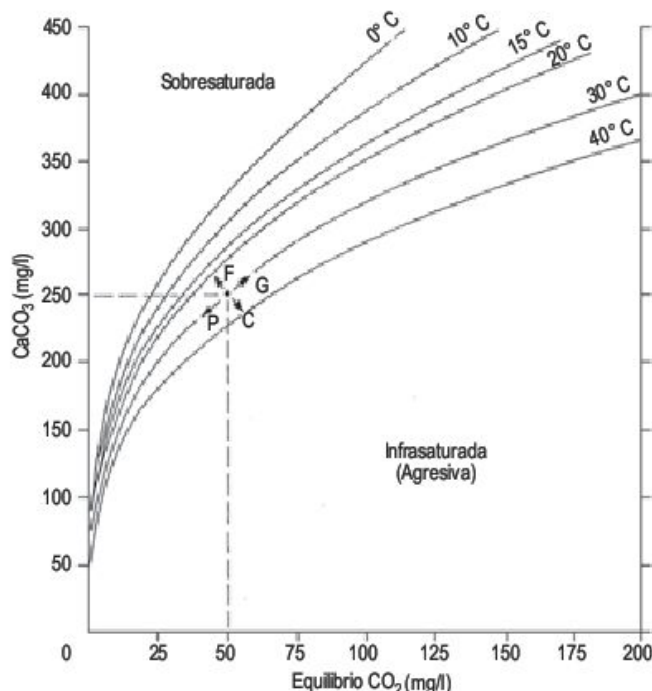


La solubilidad del dióxido de carbono es función de la temperatura. Para una atmósfera normal con 0,035% de dióxido de carbono por unidad de volumen de componentes secos a nivel del mar y la máxima disolución es de 1,00 a 0 °C, de 0,70 a 10 °C, de 0,44 a 25 °C, etc. (Hutchinson, 1957). Por consiguiente, la cantidad de caliza que puede ser disuelta en equilibrio de saturación por unidad de volumen de agua es función directa de la presión parcial de dióxido de carbono del aire, con la que el agua está en contacto, y función inversa de la temperatura del agua (Ley de Henry). La solubilidad de la calcita disminuye con el incremento de temperatura con una magnitud aproximada de 1,3% por grado centígrado (Gunn, 2004a).

Una de las cantidades más importantes de dióxido de carbono se encuentra en los suelos, debido a la respiración de las raíces de las plantas y a la desintegración bacteriana de la materia orgánica, las cuales aumentan con la temperatura. El  $\text{CO}_2$  se mueve o almacena en mayor cantidad en suelos arenosos donde puede alcanzar volúmenes de hasta el 31% (Drake, 1984). El agua disuelve el dióxido de carbono y se moviliza entre los poros. En los suelos son frecuentes valores de 1-2%, unas 30-60 veces más altos que el contenido en la atmósfera normal, y en suelos ricos en humus y con poca ventilación se pueden alcanzar cifras de 25% de  $\text{CO}_2$ , que corresponden a unas 700 veces el valor normal (Trombe, 1952). El contenido de  $\text{CO}_2$  del aire de las cuevas tiene valores variables, aunque en cavidades con buena aireación las cifras son similares a las de la atmósfera. Por otra parte, el aire en la nieve tiene alrededor de 0,1% de  $\text{CO}_2$ , a causa de que las moléculas más pequeñas de oxígeno y nitrógeno se difunden lejos de los poros más rápidamente que las moléculas de  $\text{CO}_2$  que son mayores (véase Sweeting, 1972).

Las formas kársticas generadas por actividad biológica (biokarst, Viles, 1984) suelen ser de pequeño tamaño. Esta actividad contribuye a la meteorización y a la precipitación de los carbonatos. Muchos organismos pueden disolver las calizas, por la secreción de ácidos orgánicos y dióxido de carbono. En costas calizas intermareales se produce una considerable erosión bioquímica y biofísica, tal como la de los moluscos perforantes o litófagos. Los líquenes ejercen una poderosa acción biofísica como respuesta al humedecimiento y secado y ayuda al ensanchamiento de las kamenitzas.

La Figura 6.3 señala la cantidad de carbonato disuelto en función del contenido en dióxido de carbono. Como la solubilidad del  $\text{CO}_2$  es función de la temperatura, se representan varias curvas para diferentes temperaturas. Estas curvas indican la máxima cantidad de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  que puede disolverse en dióxido de carbono. Por lo tanto, éstas son curvas de equilibrio de saturación, que separan un campo de sobresaturación de otro infrasaturado o de aguas agresivas. La disolución correspondiente al punto situado en la curva de saturación de 30 °C puede enfriarse (hacia F) y disolverá más calcita; si se calienta (hacia C) precipitará algo de carbonato cálcico; si se pone en



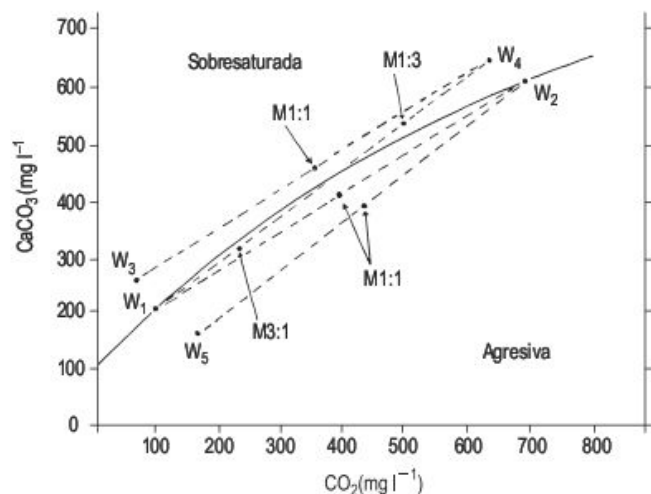
**FIGURA 6.3** Curvas de equilibrio de saturación para la disolución de carbonato cálcico a diferentes temperaturas, en función del contenido en dióxido de carbono en disolución (Trombe, 1952).

contacto con aire con menor cantidad de  $\text{CO}_2$  (hacia P) perderá algo de  $\text{CO}_2$  y precipitará carbonato calcio y, finalmente, si la disolución encuentra aire con mayor proporción de  $\text{CO}_2$  (hacia G) lo tomará y disolverá más calcita. Estas reacciones para alcanzar el equilibrio pueden necesitar horas o incluso días, debido a que algunas son lentas (Jennings, 1985).

Cuando se alcanza el equilibrio de saturación para la calcita, cesa la disolución. No obstante, si el agua saturada en superficie o a poca profundidad desciende y se enfría (hacia F) se convierte en agua agresiva. A este proceso se le denomina **corrosión por enfriamiento** (Bögli, 1964). Esta es activa en la parte superior, en las zonas vadadas del endokarst. Se desarrolla en zonas con fuertes variaciones diarias de temperatura o con estaciones claramente definidas. En el primer caso es activa durante el día hasta medianoche y en el segundo durante la estación cálida (Bögli, 1980).

El agua en equilibrio de saturación puede llegar a ser corrosiva cuando se mezcla con agua con diferente concentración de carbonato cálcico (**corrosión por mezcla**) (Bögli, 1964). En el lado convexo de la curva de saturación (Fig. 6.4) se encuentra el campo de sobresaturación y en el cóncavo el infrasaturado de aguas agresivas. Cualquier línea recta que une dos puntos cualquiera de la curva de saturación pasa a la zona de aguas agresivas (Bögli, 1964). Cualquier mezcla de aguas saturadas  $W_1$  y  $W_2$  proporciona agua agresiva ( $M1:1$  para una mezcla igual). La





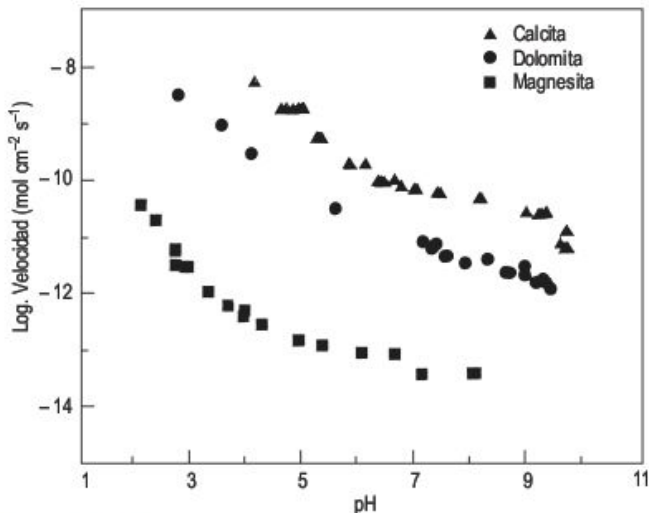
**FIGURA 6.4** Corrosión por mezcla ilustrada con diversos ejemplos (Jennings, 1985).

mezcla de aguas saturadas  $W_3$  y  $W_4$  permanece sobresaturada. La mezcla de  $W_2$  saturada y  $W_5$  agresiva son agresivas en cualquier proporción. M1:3 (una parte saturada de  $W_1$  y 3 partes sobresaturadas de  $W_4$ ) permanece sobresaturada, pero M3:1, la mezcla contraria, llega a ser agresiva.

La **dolomita** es un carbonato de calcio y magnesio [ $MgCa(CO_3)_2$ ], que se encuentra en las rocas calcáreas junto con la calcita ( $CaCO_3$ ) y en la naturaleza tenemos rocas intermedias entre la caliza, constituida por  $CaCO_3$  puro, y la dolomía formada únicamente por [ $MgCa(CO_3)_2$ ]. Se diferencian en función de su porcentaje; por ejemplo caliza dolomítica: 50-90% de calcita y 10-50% de dolomita. Por consiguiente, las rocas carbonatadas tienen dos minerales estables: la calcita y la dolomita, ya que el aragonito es inestable y se transforma en calcita.

Busenberg y Plummer (1982) estudiaron la disolución de la dolomita con condiciones de presiones parciales de 0-1 y temperaturas entre 1,5 y 65 °C. Inicialmente la dolomita se disuelve a cantidades entre 5 y 6  $mol\mu m^{-2}s^{-1}$  (a presión parcial de 0,93 atm) y luego declina exponencialmente de forma que la disolución es muy baja. Por consiguiente, Busenberg y Plummer (1982) indican que la disolución de la dolomita se puede convertir en dos pasos. En el primero, la reacción de  $CaCO_3$  con  $H^+$  y, en el segundo caso, tiene lugar la misma reacción con el componente  $MgCO_3$ , que está controlada por la velocidad de la reacción. Chou *et al.* (1989) indican que la disolución de la dolomita, en función del pH, es algo menor que la calcita, pero los valores son mucho mayores que los obtenidos para la magnesita (Fig. 6.5).

El efecto del ión común consiste en que uno de los iones originados en la disolución de un determinado mineral, procedente de otra fuente, afecta a la cantidad de mineral que puede disolverse. Por eso, la solubilidad de la calcita y dolomita disminuye con aguas en las que está disuelto yeso (Ford y Williams, 1989).



**FIGURA 6.5** Velocidades de disolución, en función del pH, de la calcita, dolomita y magnesita (Chou *et al.*, 1989).

La cuantificación de la **disolución de las calizas** depende de la pendiente de la superficie, precipitación anual, intensidad de la precipitación y de la dirección del viento prevalente (Szunyagh, 2005). Se necesita una larga serie de observaciones para obtener datos de cierta credibilidad (Douglas, 1968). Se han utilizado diversos métodos para la obtención de tasas de disolución en las calizas.

La utilización de **pedestales** en bloques erráticos de caliza, que se originan por la protección de la disolución de la caliza infrayacente. La altura del pedestal suministra una tasa de disolución, si conocemos la edad de la retirada del hielo (Dreybrodt, 1988). Jennings (1985) resume los datos conocidos sobre rebajamiento con esta técnica, que fluctúan entre 10 y 42 mm/ka.

Para medidas de corto intervalo de tiempo se ha utilizado sobre rocas aflorantes, tanto en superficie como en cavidades, el **medidor de microerosión** (*micro-erosion meter*) (Trudgill *et al.*, 1981). Las medidas de microerosión llevadas a cabo durante diez años en distintas áreas y ambientes kársticos de Australia obtienen valores de rebajamiento superficial de 0,005 mm/año y para lugares como el subsuelo o el lecho fluvial llegan a alcanzar hasta un máximo de 0,14 mm/año (Smith *et al.*, 1989). No obstante, esta técnica tiene algunas limitaciones (Spate *et al.*, 1985). Los valores obtenidos dependen del clima, y son mayores las cifras obtenidas en climas tropicales húmedos (Jennings, 1985).

La corrosión en las cuevas ha sido medida por diferentes autores usando técnicas distintas. Uno de los métodos más frecuentes son los **discos circulares de caliza** de una zona determinada. Se secan, se pesan y se colocan en un lugar activo de disolución en la cavidad y, después de un tiempo, se determina su pérdida de peso. Trudgill (1976a) obtiene valores muy dispares, ya que corresponden a suelos con diferente acidez, mientras que las cifras obtenidas en superficie son mucho menores.



El **método hidroquímico** de Corbel (1959) consiste en medir la cantidad de caliza transportada anualmente por un curso de agua y comparar esta cantidad con la superficie de los terrenos calizos de la cuenca de drenaje y expresar la cantidad en  $\text{m}^3/\text{año}/\text{km}^2$  o por el valor que expresa el rebajamiento superficial en  $\text{mm}/\text{ka}$ . Las conclusiones más sobresalientes aportadas por este método son que los valores más altos de corrosión kárstica los proporcionan las regiones nevadas del Ártico y las calizas de

las cadenas alpinas, mientras que son mucho más bajos en las áreas templadas.

Las velocidades de erosión en las cavidades se han investigado determinando la edad por series de uranio de los **espeleotemas** (Gascogne, 1981). Por ejemplo, si la edad de la base del espeleotema es de 100.000 años, con una altura de 2 m por encima del nivel de base de la corriente, en un pasadizo de la cavidad, el rebajamiento medio ha sido de 2  $\text{mm}/\text{ka}$  (Dreybrodt, 1988).

## 6.3

### Características superficiales de las calizas: karren o lapiaz

Las superficies rocosas constituidas por calizas aflorantes están cinceladas por pequeños surcos o agujeros, denominados karren en la literatura kárstica internacional, *lapies* en francés y lapiaz en español. También pueden desarrollarse en calcarenitas con un 90% de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  (Gutiérrez e Ibáñez, 1979). Estos micromodelados, de gran variedad morfológica, constituyen una de las características más sobresalientes y llamativas de los procesos de disolución en áreas kársticas. Estas microformas suelen aparecer agrupadas, formando **campos de lapiaz** (Fig. 6.6). Cuando el lapiaz se desarrolla por agua que fluye por los afloramientos calizos se denomina **lapiaz libre** y si la disolución se produce en la interfase suelo-caliza, reciben el nombre de **lapiaz cubierto** o **semilibre**. Si se denuda y exhuma, está afectado por los mismos procesos que los

que modelan el lapiaz libre. De esta forma nos podemos encontrar campos de lapiaz complejos.

Los primeros estudios sobre los lapiaces se llevaron a cabo en la segunda mitad del siglo XIX en karst mediterráneos y alpinos (Ginés, 2004). Los lapiaces han sido estudiados tanto en el laboratorio como en el campo, pero quizás sea en la década de los sesenta donde se ha producido un mayor impulso por los trabajos de Bögli (1960) en Suiza, Bauer (1962) en Austria y de Miötké (1968) en los Picos de Europa, España. También fue de gran importancia la reunión sobre Karren Landforms de Palma de Mallorca, Islas Baleares (Fornos y Ginés, 1996).

Se han descrito numerosos tipos de lapiaz, generados por procesos climáticos y antrópicos (Cvijic, 1924a). Se han propuesto numerosas clasificaciones de los tipos de



**FIGURA 6.6** Campo de lapiaces en el que se diferencian lapiaces estructurales y oquerosos, originados bajo un suelo (lapiaz cubierto) y exhumados con posterioridad. Sierra de Cabra. Córdoba. Cordilleras Béticas, España.



lapiaz. La diferenciación de Bögli (1980) se basa fundamentalmente en la distinción entre lapiaces libres y cubiertos. La clasificación de White (1988), ligeramente modificada por Salomon (2000), se fundamenta en el tamaño, lapiaz libre o cubierto, pendiente y forma. Ford y Williams (1989) toman en consideración para su clasificación las formas circulares en planta, formas lineales con control estructural, formas lineales controladas hidrodinámicamente y formas poligénicas. Aquí se aplicarán los tipos diferenciados por Sweeting (1972) que aparecen desarrollados en la Tabla 6.1. Esta autora sopesa los factores que afectan a la formación de los lapiaces.

Considera de gran importancia la **naturaleza de las reacciones químicas**. Bögli (1960) distingue cuatro fa-

ses, en las que en la primera, la cantidad de disolución es máxima y corresponde al momento en el que el agua cargada con CO<sub>2</sub> se pone en contacto con la caliza, durante el primer segundo. En las fases posteriores, la disolución disminuye paulatinamente, hasta ser muy pequeña a las 60 horas. En las fases 1 y 2 se producen los lapiaces libres (*rillenkarrren*, *trittkarrren*, *rinnenkarrren* y *spitzkarrren*). Cuando se trata de lapiaces cubiertos, la disolución tiene lugar bajo la influencia de CO<sub>2</sub> biogénico y se producen *hohlkarrren*, *rundkarrren* y *deckenkarrren*. Los restantes tipos de lapiaz de la Tabla 6.1 pueden generarse como libres o cubiertos.

Puesto que los lapiaces libres resultan de la disolución superficial de la caliza, el **tipo y cantidad de precipita-**

**TABLA 6.1** Tipos de lapiaz simples (Sweeting, 1972).

Tipo	Tamaño (aprox.)	Superficie libre o cubierta	Superficies horizontales o inclinadas	Crestas agudas o suavizadas ( <i>smoothed</i> )
<i>Rillenkarrren</i> (lapiaz en regueros con crestas agudas)	1-2 cm de profundidad hasta 50 cm de largo	libre	inclinadas	agudas
<i>Trittkarrren</i> (lapiaz escalonado)	3-50 cm de alto 20-100 m de anchura	libre	horizontales	agudas
<i>Rinnenkarrren</i> (lapiaz en surcos)	50 cm de profundidad hasta 20 m de largo	libre y semilibre semilibre	inclinadas	crestas agudas, a veces, con bases débilmente redondeadas. Surcos
<i>Spitzkarrren</i> (lapiaz puntiagudo)	50 cm de anchura 50 cm de profundidad	libre	crestas inclinadas y superficies como tejados	agudas
<i>Meanderkarrren</i> (lapiaz meandriforme)	50 cm de profundidad hasta 20 m de largo	libre y semilibre	solo suavemente inclinadas	crestas agudas, bases débilmente redondeadas
<i>Rundkarrren</i> (lapiaz en regueros con crestas redondeadas)	12-50 cm de profundidad hasta 150 m de largo	cubierta	inclinadas	suavizadas
<i>Kamenitzas</i> (cuencas de disolución)	pocos cms a más de 3 m de diámetro hasta 50 cm de profundidad	tanto libre como cubierta según el tipo	horizontales	bordes: — corroídos si es lapiaz libre — suavizados si es lapiaz cubierto bases normalmente suavizadas
<i>Kluftkarrren</i> (lapiaz estructural)	pocos cms a 4 m de profundidad hasta 4 m de anchura	libre y cubierta	desarrollo a lo largo de diaclasas y fracturas	bordes: — netos si están libres — suavizados si están cubiertos bases normalmente suavizadas
<i>Hohlkarrren</i> (o <i>Mohrkarrren</i> ) (lapiaz oqueroso)	60 cm – 1m profundidad 50 cm anchura	cubierta formada bajo turba	inclinada o suavemente inclinada	bordes y bases suavizados
<i>Deckenkarrren</i> (lapiaz cubierto)	normalmente unos pocos mm o cm de profundidad	cubierta formada por acción directa de las plantas	inclinadas y horizontales	suavizadas pero pueden ser agudas



**ción** constituyen factores importantes en el desarrollo de los lapiares. La nieve puede contener gran cantidad de CO<sub>2</sub>, mientras que la llovizna parece poco capaz de producir lapiares libres (Miötkke, 1968). Las lluvias tropicales, de considerable cantidad e intensidad, desarrollan lapiares de gran tamaño. En climas marcadamente áridos, las características de la disolución superficial son las **vermiculaciones**, que están formadas en afloramientos calizos por pequeños surcos inconexos de 1-2 mm de profundidad (Fig. 6.7).

La **naturaleza de las calizas**, que refleja entre otros factores su porosidad, es muy poco conocida respecto al desarrollo de los lapiares. No obstante, algunas calizas son propicias al desarrollo de lapiaz, como la *schrattenkalk* (caliza de lapiaz) del Trias de los Alpes (Sweeting, 1972). Por el contrario, las cretas, que son muy porosas, no suelen generar lapiaz. Igualmente, las calizas finamente estratificadas.

Otro de los factores son la **pendiente del afloramiento y la estructura**. La inclinación afecta a la generación de los lapiares. Así, el **rillenkarren** (Fig. 6.8) se desarrolla sobre todo en paredes de 60-80°. Los factores que afectan a su evolución son la intensidad de la precipitación, el tamaño de la gota de agua, la temperatura del agua y la viscosidad. El estudio con microscopía electrónica pone de manifiesto que la movilización mecánica de pequeñas partículas de caliza es uno de los principales procesos. El arranque de partículas lo produce el impacto de las gotas de lluvia y su efecto se incrementa por la acción de las algas (Fioll *et al.*, 1996). El **rinnenkarren** (Fig. 6.9) obedece su presencia a inclinaciones medias de la superficie. El lapiaz **spitzkarren** también se genera en superficies aflorantes y se caracteriza por formar pináculos en tres dimensiones de 0,5-30 m de altura y hasta varios metros de anchura. Las caras piramidales son subverticales. Se desarrollan en los trópicos húmedos y aparecen excelentes



**FIGURA 6.7** Vermiculaciones, lapiares originados en afloramientos calizos de zonas áridas. Avdat, Desierto del Negev. Israel.



**FIGURA 6.8** Rillenkarren (lapiaz en regueros con crestas agudas) desarrollado sobre la Formación Calizas de los Cañones, Cretácico Superior. Piedra de San Martín, Pirineo de Navarra.





**FIGURA 6.9** Rinnenkarren (lapiáz en surcos), paredes de lapiáz estructural y pequeños rillenkarren generados en calizas cretácicas. Piedra de San Martín, Pirineo de Navarra.

ejemplos en Madagascar y China en Shilin, Lunan County, provincia de Yunnan (Ginés, 2004); denominado por algunos autores karst subyacente. El **trittkarren**, **kamenitzas** y el **meanderkarren** se originan en zonas horizontales o de muy escasa pendiente. El trittkarren forma escalones en forma de herradura. A las kamenitzas se denominan en Texas por la palabra española **tinajitas** (Biro, 1966). En calizas afectadas por sistemas de diaclasas, la máxima disolución se produce a lo largo de estas fisuras y dan lugar a **kluftkarren** (Fig. 21.8). A estas diaclasas abiertas se denominan *grikes* en Inglaterra y *cutters* en Estados Unidos. La disolución alcanza anchuras y profundidades muy variables. Cuando su amplitud es de 2-4 m, tiene longitudes de decenas de metros y 1-5 m de profundidad se denominan **bogaz** (Cvijic, 1893) (Fig. 6.10). A estos corredores de disolución se les conoce en Puerto Rico por el nombre de **zanjón** (Monroe, 1964a).

En los **lapiaces originados bajo un suelo** la disolución es lenta y el CO<sub>2</sub> biogénico juega un importante papel. Las formas son redondeadas y suaves al tacto, a diferencia de los lapiaces libres, cuyas morfologías son agudas, ásperas y cortantes al tocarlas. Bajo estas cubiertas de suelo se producen **rundkarren** y **hohlkarren** (Fig. 6.11). Este último lapiáz en la literatura francesa se

conoce como *roches perforées*. También bajo estas circunstancias se produce **deckenkarren** (Fig. 6.12), en la que en su exhumación permite observar los lapiaces de características redondeadas.

El agua del mar y algunos organismos marinos (Pholas, Patellas, etc.) en su contacto con rocas carbonatadas da lugar a **lapiaces litorales**, que agujerean la roca. Otros se caracterizan por su rugosidad y variedad de formas. En el capítulo de Geomorfología Litoral se amplía el estudio de los lapiaces litorales.

Ya hemos indicado la incidencia de los climas templados, áridos y tropicales húmedos en los lapiaces, pero existe un excelente desarrollo de campos de lapiáz en áreas que han estado sometidas a la acción de los hielos. El agua fría de fusión elabora **pavimentos calizos** o **tablas de corrosión** de Bögli (1980), como en Yorkshire (Inglaterra), en los que las estrías glaciares de las calizas carboníferas desaparecen rápidamente por disolución. El pavimento consta de lapiaces estructurales bien desarrollados, con sus *grikes* envolviendo a los *clints*, que son afloramientos calizos (Sweeting, 1966). Para el desarrollo de los pavimentos es importante la relación entre el buzamiento de la caliza y la topografía, ya que cuando el buzamiento es superior a 45° no llegan a formarse (Williams, 1966).

## 6.4 Dolinas

El vocablo dolina procede de Eslovenia y lo introdujo en la literatura científica Cvijic (1893). En el mundo angloamericano se las conoce sobre todo como *sinkhole*. Son depresiones cerradas, de forma circular o elipsoidal en

planta, de metros a un kilómetro de diámetro y su profundidad puede ser de pocos metros a más de un centenar de metros. Hay zonas con densidades de 450 dolinas/km<sup>2</sup> (Cramer, 1941). Sus bordes pueden ser suavizados o es-





**FIGURA 6.10** Bogaz y rinnenkarren en sus paredes. Calizas cretácicas de los Cañones. Piedra de San Martín. Pirineo de Navarra.



**FIGURA 6.11** Hohlkarren, tipo más frecuente de lapiaz cubierto, elaborado en calizas del Lias. Sierra de Javalambre, provincia de Teruel. Cordillera Ibérica, España.



**FIGURA 6.12** Deckenkarren en el que se observan hohlkarren. Las calizas son miocenas. Bañolas-Besalú. Provincia de Gerona, España.

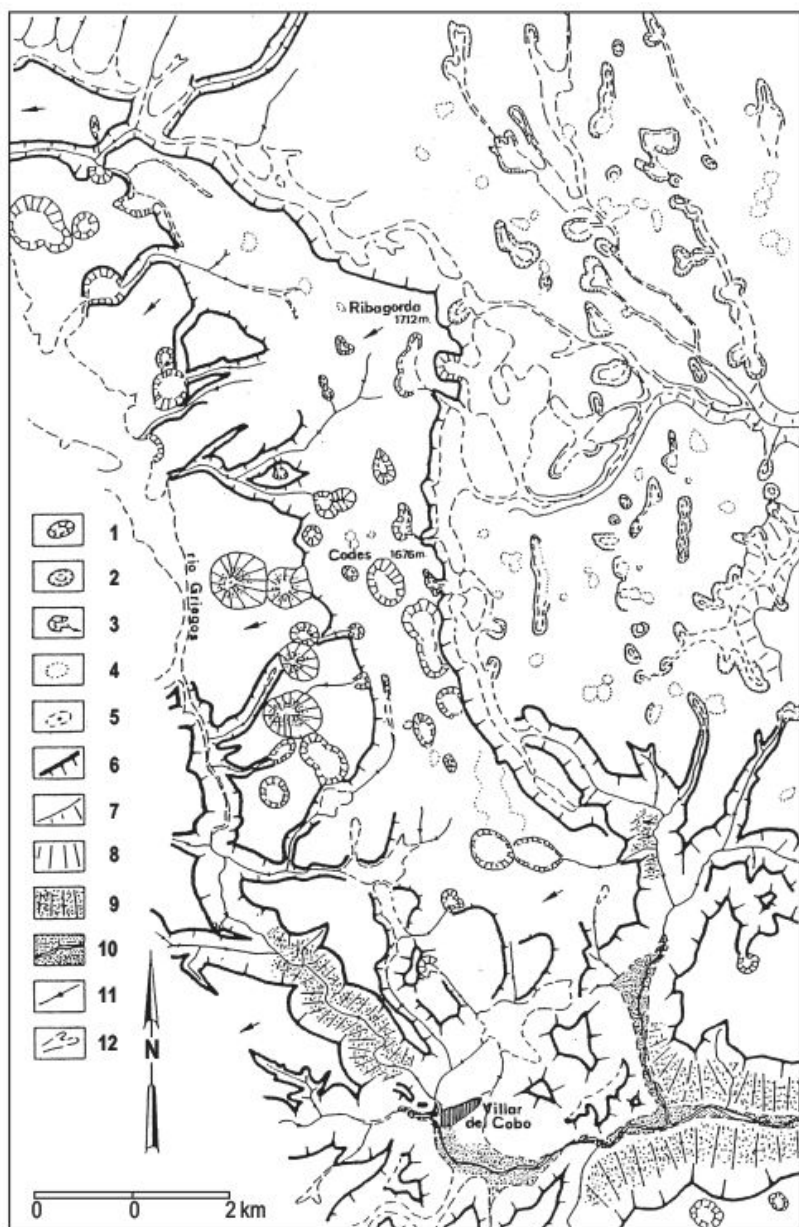


carpados. Las dolinas se pueden presentar aisladas o, más frecuentemente, agrupadas formando campos de dolinas (Fig. 6.13).

Cvijic (1893) diferencia los tipos de dolinas en función de su morfología: **dolinas en cubeta** o plato o ortesa, con el diámetro mucho menor que la profundidad y bordes suavizados o escarpados (Fig. 6.14); **dolinas en embudo** con el diámetro dos o tres veces la profundidad y fondo cubierto de detritos (Figs. 6.1 y 6.15) y **dolinas en pozo**, en las que el diámetro es mayor que la profundidad, de paredes subverticales, cuyo fondo puede dar paso a una galería subterránea (Fig. 6.16). Esta diferenciación es simple, aunque algunas dolinas es difícil situarlas en uno de estos tres tipos. Las **uvalas** resultan de la unión de dos o más dolinas y, por lo general, los fon-

dos son aplanados. Otra variedad morfológica de dolinas se genera en el karst tropical cónico y tienen forma estrellada y se les conoce como **cockpit**, cuya denominación deriva de la región Cockpit de Jamaica (Fig. 6.17).

La primera distinción de carácter genético entre **dolinas de disolución** y **dolinas de colapso** fue llevada a cabo por Cramer (1941). Las clasificaciones que se han propuesto con posterioridad recogen todas ellas las dolinas de disolución, formadas por este proceso. Existen discrepancias entre los autores para las diferenciaciones dentro del grupo de dolinas de colapso. Igualmente ocurre para las dolinas originadas por subsidencia. La mayoría de las dolinas participan de la actuación de varios procesos para su generación; son, por consiguiente dolinas poligenéticas (Ford y Williams, 1989).



**FIGURA 6.13** Agrupaciones de dolinas sobre carbonatos del Lias y Dogger en la región de Villar del Cobo (provincia de Teruel). Cordillera Ibérica, España. 1: dolinas en embudo. 2: dolinas en cubeta. 3: dolinas capturadas. 4: fondos de dolinas degradadas. 5: sumidero. 6: escarpes estructurales. 7: escarpes no estructurales. 8: vertientes regularizadas. 9: grèzes litèes. 10: fondos aluviales. 11: barrancos de incisión lineal. Barrancos de fondo plano (Gutiérrez y Peña, 1979a).



**FIGURA 6.14** Dolina en artesa, de disolución en otras clasificaciones, elaborada sobre calizas del Lias y con fondo de arcillas de descalcificación. Sierra de Javalambre. Cordillera Ibérica, España.

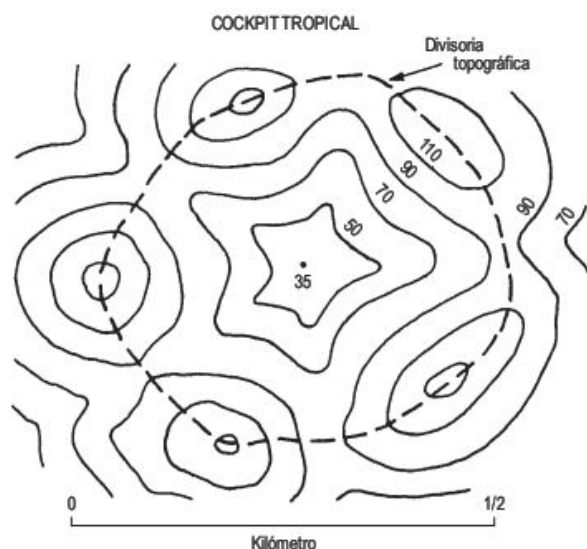


**FIGURA 6.15** Dolina en embudo, sobre calizas del Jurásico medio. Al fondo el Macizo paleozoico del Tremedal. Sierra de Albarracín. Cordillera Ibérica, España.



**FIGURA 6.16** Dolina en pozo, de colapso en otras diferenciaciones, generada en calizas diaclasadas del Dogger. El fondo de la dolina conecta con una cavidad subterránea. Pozondón. Cordillera Ibérica, España.





**FIGURA 6.17** Bloque diagrama de karst cónico y curvas de nivel de forma estrellada en la dolina tipo cockpit (Williams, 1969).

Los procesos que producen la generación de dolinas son la disolución, flexión (*sagging*), sufosión y colapso. La combinación de estos procesos da origen a siete tipos básicos de dolinas (Gutiérrez *et al.*, 2008) (Fig. 6.18).

### 6.4.1 Dolinas de disolución

El agua al penetrar por las diaclasas y fracturas produce la disolución de las calizas y los solutos y el material insoluble se infiltran en el macizo kárstico. De todo ello, resulta un ensanchamiento de los planos de fracturación y una pérdida de volumen, que trae consigo un asentamiento y descenso de la superficie, que viene representado por la dolina de disolución y en su interior permanece la arcilla de descalcificación y el material transportado a la depresión cerrada. Estas depresiones tienen un tamaño entre 1-1.000 m y tienen forma de cubeta (Fig. 6.14). Con frecuencia, se pueden formar pequeñas dolinas en los depósitos que cubren el fondo. Cuando se tiene una orientación preferente de fracturación las dolinas se alinean bajo ese rumbo prevalente.

Las **dolinas de forma asimétrica** se pueden originar por diferentes circunstancias. Si los estratos tienen un buzamiento moderado, el lado de buzamiento arriba es más

abrupto que el del lado inferior (Sweeting, 1972). En condiciones nivales el lado de sotavento de las dolinas es más suave y el otro más escarpado, ya que a sotavento se acumula más nieve, mientras en el lado opuesto con cubierta de suelo tiene más  $\text{CO}_2$  biogénico y la disolución será mayor (Bögli, 1980; Jennings, 1985).

En zonas con importante precipitación de nieve, las dolinas se originan por la acción del  $\text{CO}_2$  existente en la nieve, profundizando paulatinamente dando origen a una dolina en pozo o **kotlici** o **dolina nival** (Fig. 6.19). Cvičič (1893) las denomina *schneedolinen*. Se han reconocido en Alpes Julianos, Pirineos, Sudbético de Málaga (España) y Atlas (Sweeting, 1972). En los pozos profundos la nieve perdura en el fondo hasta el verano o incluso permanece durante el mismo.

La presencia de árboles en el interior de las dolinas facilita su crecimiento, debido a la meteorización mecánica del sistema radicular y al incremento de  $\text{CO}_2$  biogénico. La masa arbórea no se encuentra por encima de la línea de los árboles (*tree line*) y en los Alpes cesa la presencia de dolinas (Corbel, 1957). En las dolinas profundas en áreas de bosque hay una inversión de la temperatura, de tal modo que el aire frío se acumula en el fondo y como resultado el límite de los árboles se encuentra en las zonas bajas de la dolina (Gèze, 1965).

Las dolinas pueden acumular en su interior *terra rossa*, resultante de la descalcificación de calizas impuras con potencias que no suelen superar los 4 m. También por escorrentía superficial, sobre todo en las grandes dolinas, se sedimenta material aluvial. En Europa central son frecuentes los rellenos de loess y de depósitos periglaciares (Sweeting, 1972) y en las áreas que han estado sometidas a glaciación, el fondo puede tener un manto de till glacial, que, a su vez, está recubierto de pequeñas dolinas como respuesta a la disolución del sustrato calizo (Mittke, 1968).

Las dolinas de pequeño tamaño pueden formarse en algunos miles de años, pero es muy posible que las dolinas de disolución de grandes dimensiones necesiten cientos de miles de años para generarse. Una vez formadas pueden perdurar millones de años (Williams, 2004a, b), sobre todo si se encuentran sobre grandes aplanamientos erosivos y deposicionales. Cuando las grandes dolinas se encuentran en ambientes con frecuentes ciclos de hielo-deshielo, los gelifractos generados producen canchales y depósitos de clastos en el fondo, que pueden ser parcialmente absorbidos por las galerías infrayacentes, como en el campo de dolinas de Villar del Cobo (Figs. 6.1 y 6.13). La producción de gelifractos lleva pareja el retroceso de la ladera y aumento del diámetro de las dolinas, como se comprueba en cortes, en el borde de la dolina, de detritos de valles de fondo plano, cuyo nacimiento ha sido erosionado por el retroceso de la dolina. Cuando todos los interfluvios de las dolinas son pequeños, el conjunto simula una topografía en cartones de huevos; a este modelado se le denomina **karst poligonal** (Williams, 1971).



TIPOS PRINCIPALES DE DOLINAS DE SUBSIDENCIA			
MATERIALES	PROCESOS		
	Flexión	Sufosión	Colapso
Flexión	<p>Dolina de cobertera por flexión</p>	<p>Dolina de cobertera por sufosión</p>	<p>Dolina de cobertera por colapso</p>
Substrato insoluble	<p>Dolina de substrato insoluble por flexión</p>		<p>Dolina de substrato insoluble por colapso</p>
Substrato soluble	<p>Dolina de substrato soluble por flexión</p>		<p>Dolina de substrato soluble por colapso</p>

**FIGURA 6.18** Principales tipos de dolinas de subsidencia. No se incluyen las dolinas de disolución generadas por rebajamiento por corrosión de la superficie del terreno (Gutiérrez *et al.*, 2008).



**FIGURA 6.19** Dolinas nivales o kotlicis. Cotiella. Sierras Interiores del Pirineo. Foto F. Gutiérrez



Este tipo de karst se desarrolla en las latitudes templadas y en las tropicales húmedas.

El buen desarrollo de las dolinas de disolución requiere precipitaciones importantes, superficies aplanadas, donde la jerarquización fluvial es difícil y, por consiguiente, la mayor parte del agua se incorpora al interior del macizo kárstico, y además, las calizas muy diaclasadas favorecen la infiltración (Sweeting, 1972).

La disolución de las calizas o evaporitas puede producirse bajo una película de suelo y la máxima disolución tiene lugar en las rocas que yacen próximas a la superficie. Esta zona se conoce como **epikarst** (Klimchouk, 2000a) o **zona subcutánea** (Williams, 1983) (Fig. 6.20). La potencia del epikarst es difícil de definir y se calcula de 15-30 m (Waltham *et al.*, 2005).

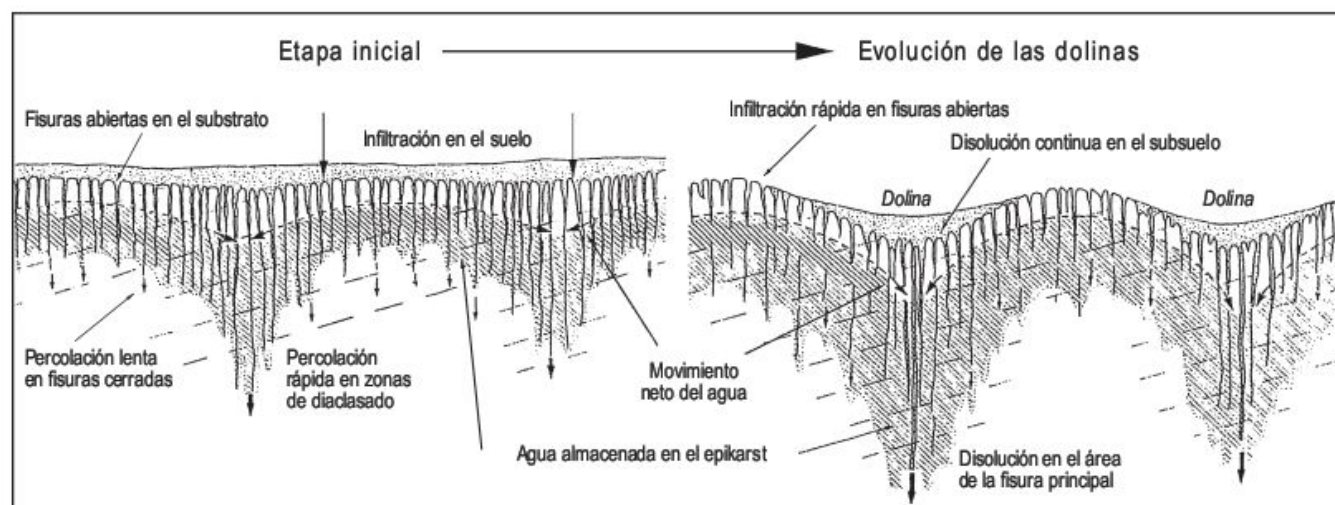
## 6.4.2 Dolinas de colapso

Recientemente, se han publicado varias clasificaciones genéticas parecidas de dolinas (Williams, 2004a, b; Beck, 2005; Waltham *et al.*, 2005). Estas clasificaciones diferencian dos grupos principales: las dolinas que resultan de rebajamiento de la superficie por disolución y las originadas por erosión interna y procesos de deformación, como consecuencia de la karstificación subsuperficial. El primer tipo ya ha sido tratado en el apartado anterior de dolinas de disolución. La segunda categoría incluye cuatro tipos diferentes que dependen del tipo de material afectado por el movimiento gravitacional (roca, substrato insoluble y cobertera no consolidada) y por subsidencia (colapso o sufusión). Las rocas y los substratos insolubles pueden sufrir un colapso frágil, mientras que los depósitos de cobertera pueden ser afectados por colapso y sufusión. La segunda categoría es la más importante en ingeniería (Sowers, 1996; Waltham *et al.*, 2005, entre otros).

El desarrollo de estructuras de colapso se favorece por los siguientes factores: (1) elevada densidad de diaclasado, de tal forma que la roca no tenga en los techos de las cavidades la suficiente resistencia mecánica (Sweeting, 1982; Bögli, 1980; Jennings, 1985; White, 1988; Ford y Williams, 1989, 2007; Loucks, 1999; White y White, 1969, 2000; Williams, 2004a, b). (2) Ausencia de huecos con una anchura lo suficientemente grande para iniciar la flexión y (3) condiciones vadosas en las que el techo de las cavidades tiene un mayor peso efectivo (White y White, 1969, 2000; White, 1988; Ford y Williams, 1989).

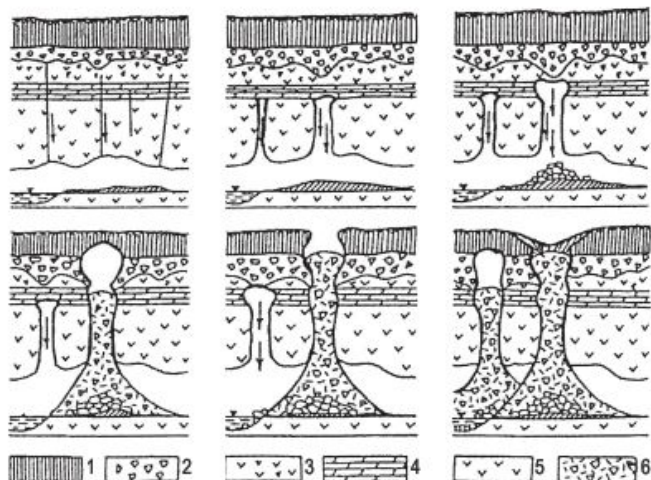
La desviación de los esfuerzos gravitacionales alrededor de la cavidad crea una zona de tensión sobre el techo que está afectado por una zona arqueada de compresión (Waltham *et al.*, 2005). Esta zona de tensión determina el desarrollo de planos de fractura de forma de cúpula y la generación de techos arqueados. El mecanismo de fracturación ha sido estudiado por Tharp (1995). El colapso del techo produce una acumulación de bloques en el fondo. A medida que progresa el colapso hacia arriba, el conjunto de bloques fracturados originan un **conducto de brecha transestratal** (también llamado **chimenea de colapso**, tubos de órgano, etc.) (Andrejchuk y Klimchouk, 2002; Klimchouk y Andrejchuk, 1996a, 2005). Esta chimenea puede alcanzar varios cientos de metros de altura (Johnson, 1989; Ford, 1997; Lu y Cooper, 1997; Warren, 1999) (Fig. 6.21). Estas brechas kársticas son lugares preferentes para la penetración del agua, se karstifican rápidamente y pueden llegar a convertirse en una masa de cantos corroídos empastados en una matriz de residuo kárstico y, finalmente, en un conjunto masivo insoluble desprovisto de cantos (Kerans, 1988; Loucks, 1999; Warren, 1999, 2007).

Las dolinas originadas por propagación hacia arriba (chimenea ascendente, *stopping*) de techos de cavidades rocosas por procesos de fracturación, sobre oquedades de disolución, se denominan **dolinas de substrato soluble**



**FIGURA 6.20** Iniciación y desarrollo de dolinas de disolución en zonas de incremento de infiltración con un importante diaclasado tectónico (Williams, 1983).





**FIGURA 6.21** Formación de dolinas por el mecanismo gravedad/filtración, que produce conductos de disolución verticales. 1: limo, 2: horizonte de brecha kárstica, 3: yeso, 4: caliza/dolomía, 5: yeso/anhidrita, 6: material colapsado (Andrejchuk y Klimchouk, 2002).

por colapso (*bedrock collapse sinkholes*) (Fig. 6.16) (Gutiérrez y Peña, 1979b) o **dolinas de sustrato insoluble por colapso** (*caprock collapse sinkholes*) (Fig. 6.22), dependiendo de si la cavidad se moviliza a través de litologías kársticas o no kársticas, respectivamente (Gutiérrez y Cooper, 2002; Guerrero *et al.*, 2004, 2006). Ambos tipos de dolinas son de bordes verticales, de dimensiones métricas a decamétricas y aparecen de una manera súbita. No obstante, estos tipos de dolinas no son muy frecuentes (Beck, 2005; Waltham *et al.*, 2005), debido fundamentalmente a la formación de cúpulas estables (Bögli, 1980; Waltham *et al.*, 2005), y/o porque soportan techos con bloques rotos bajo ellos (Andrejchuk y Klimchouk, 2002; Klimchouk y Andrejchuk, 2005). Las **dolinas de cobertera por flexión** (Fig. 6.23), también llamadas **dolinas aluviales**, y **dolinas de sufosión** resultan de la emigración hacia arriba (sufosión, *ravelling*) de material de cobertera a través de huecos de disolución (Ward, 2004) y su comportamiento es dúctil. Estas dolinas suelen tener forma de cubeta o embudo (Clayton, 1966) y pueden alcanzar centenas de metros de diámetro (Guerrero *et al.*, 2004, 2006; Gutiérrez *et al.*, 2008). Las **dolinas de cobertera por colapso** (*dropout*) se forman por propagación hacia arriba de cavidades derrumbadas a través de una cobertera cohesiva y frágil, pero sin consolidar. Estas dolinas se desarrollan rápidamente y sus bordes son verticales o extraplomados. Las dolinas de cobertera por colapso, a veces son difíciles de diferenciar de las dolinas de sufosión, ya que tienden a rellenarse y adquieren formas cónicas o en cubeta. Finalmente, las clasificaciones incorporan el término **dolina enterrada o fosilizada** (*buried sinkhole*) para aquellas dolinas rellenas de sedimentos; la compactación de los rellenos puede dar origen a dolinas de compactación (Waltham *et al.*, 2005).



**FIGURA 6.22** Sima de San Pedro. Dolina de sustrato insoluble por colapso. Este afecta a margas y calizas del Cretácico inferior. Tiene 100 m de profundidad, 90 m de diámetro y en el fondo se encuentra un lago de 20 m de profundidad. Oliete, provincia de Teruel. Cordillera Ibérica, España.

Con excepción de las dolinas de disolución, esta nueva clasificación (Gutiérrez *et al.*, 2008) sigue la metodología de la sistematización de dolinas de Beck (2005), en la que se utilizan dos términos para definir cada tipo principal de dolina: el primero describe el material afectado por movimientos gravitacionales (cobertera, sustrato soluble e insoluble), mientras que el segundo indica el proceso principal implicado: flexión (*sagging*), sufosión y colapso (Fig. 6.18). En la práctica pueden estar implicados en la generación de dolinas más de un tipo de material y varios procesos (Figs. 6.24 y 6.25).

Los **cenotes** son dolinas de colapso de fondo inundado existentes en la Península de Yucatán (México) (Gerstenhauer, 1968) y en el sureste de Australia (Marker, 1976), que aparecen inundadas por ascenso glacioeustático, tal como lo demuestra la gran abundancia de espeleotemas vadosos sumergidos. Son de forma subcircular, de paredes abruptas, que se extienden por debajo del nivel freático a profundidades que superan los 60 m y tienen una importante red de cavidades sumergidas (Beddows, 2004). El agua de los cenotes era vital para el pueblo maya, ya que en el Yucatán no existen los cursos superficiales (White, 1988).

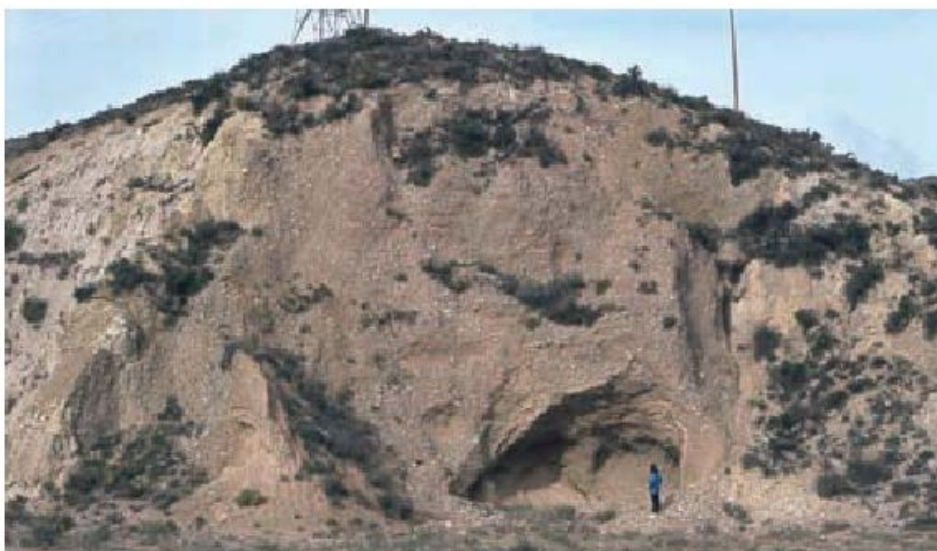




**FIGURA 6.23** Dolina de cobertera por subsidencia. La cubierta es de material no consolidado y posiblemente el substrato kárstico es de calizas jurásicas. Al fondo, el macizo paleozoico del Tremedal. Orihuela del Tremedal, provincia de Teruel. Cordillera Ibérica, España.



**FIGURA 6.24** Dolina de flexión de substrato y cobertera, desarrollada en la Formación Yesos de Zaragoza del Mioceno inferior. Mediana de Aragón, provincia de Zaragoza. Depresión del Ebro, España. Foto F. Gutiérrez



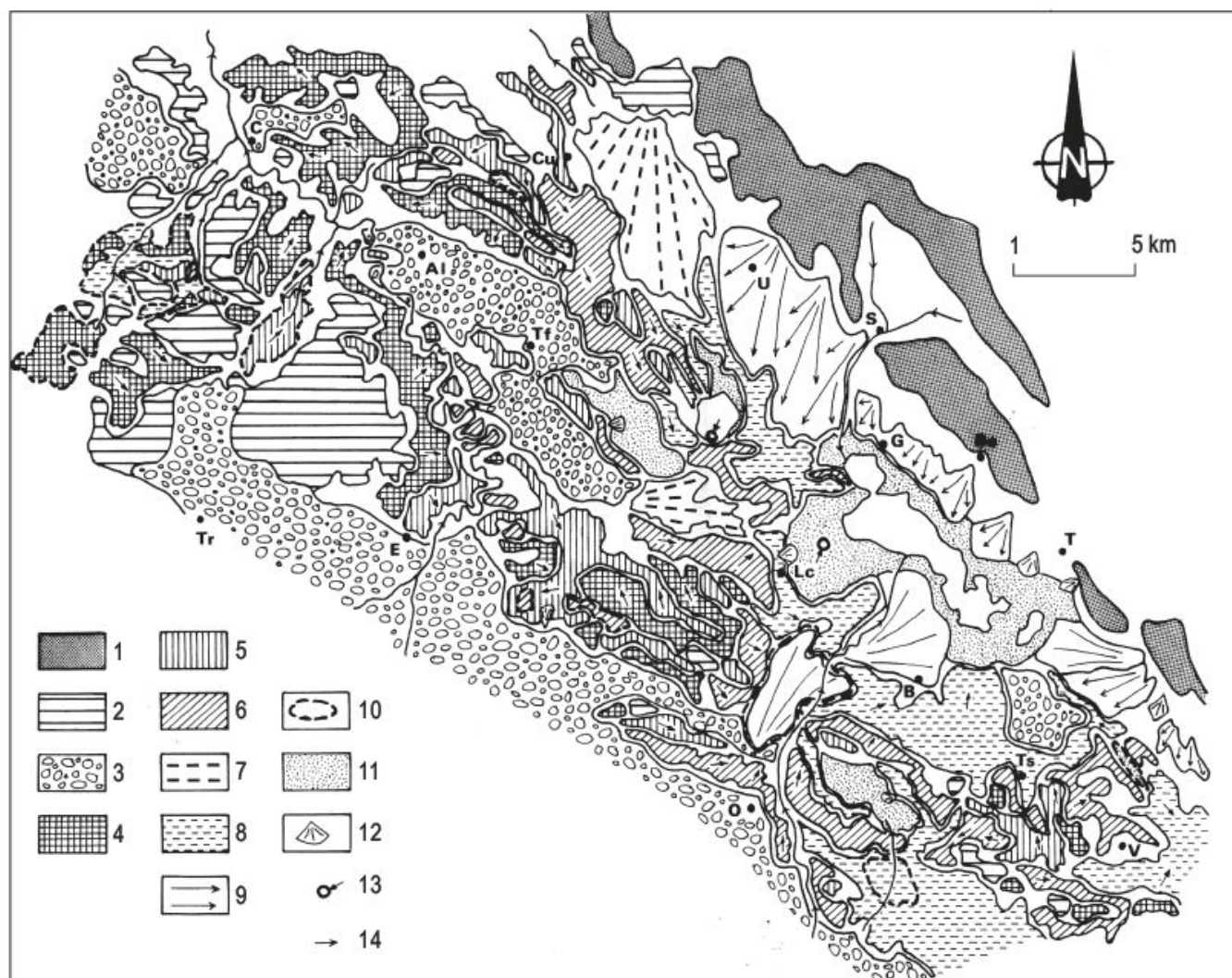
**FIGURA 6.25** Dolina de colapso de cobertera y muy probablemente de substrato, generada en yesos miocenos. Villalba Baja, provincia de Teruel. Semifosa de Teruel, Cordillera Ibérica, España.



# 6.5 Poljes

Los poljes son grandes depresiones cerradas y son los rasgos kársticos más llamativos y problemáticos de las regiones templadas (Büdel, 1977), aunque se han descrito también en zonas tropicales. La palabra polje, en la mayoría de las lenguas eslavas, significa un campo que puede ser cultivado (Sweeting, 1972). En Italia se denominan *campo* o *piano*, *plans* en Francia y *hojos* en Cuba (Ford y Williams, 1989, 2007). En España se les conoce como

*plá y navas*, en la Cordillera Ibérica, y *raso* en Navarra. Estas depresiones presentan un gran desarrollo en la región balcánica (Dinárides) donde se han llegado a diferenciar diversos tipos (Milanovic, 1981; Mijatovic, 1984). Así, pueden formar parte de fosas tectónicas, rellenas por elevadas potencias de depósitos terciarios (más de 2.000 m). En estos casos, característicos de las zonas más elevadas del karst dinámico, el aplanamiento del fon-



**FIGURA 6.26** Mapa geomorfológico del polje de Gallocanta. 1: relieve residual. 2: superficie de erosión neógena. 3: depósitos terciarios. 4: superficie de corrosión C<sub>1</sub>. 5: superficie de corrosión C<sub>2</sub>. 6: superficie de corrosión C<sub>3</sub>. 7: glacis G<sub>3</sub>. 8: superficie de corrosión C<sub>4</sub>. 9: glacis G<sub>4</sub>. 10: fondo de polje colgado y/o capturado. 11: fondo de polje actual. 12: abanico aluvial. 13: sumidero. 14: pendiente topográfica dominante. Las letras representan municipios. Los relieves residuales paleozoicos se ponen en contacto por falla con las superficies del polje elaboradas en formaciones mesozoicas y el contacto mecánico aparece fosilizado por glacis (Gracia *et al.*, 2002).



do de las depresiones tiene un origen mecánico. Sin embargo, los poljes situados a menor altura y próximos al Mar Adriático se localizan sobre formaciones carbonatadas en las que se desarrollan superficies de aplanamiento por corrosión kárstica escalonadas. Los poljes presentan fondos planos, con laderas enmarcantes que suelen ser de unos 30° o más y su tamaño fluctúa entre 0,5 km<sup>2</sup> y más de 500 km<sup>2</sup> (Sauro, 2005). Los poljes suelen denominarse según el pueblo que los contiene o que está situado en su borde. Su forma puede estar condicionada por la fracturación y entonces los poljes son alargados, alcanzando 70 km, como el polje de Livno (Sweeting, 1972). En las últimas décadas se ha puesto de manifiesto la existencia de numerosos poljes en la Cordillera Ibérica (véase Gracia *et al.*, 2002), generalmente abiertos (capturados por la red fluvial), elaborados en formaciones carbonatadas mesozoicas y con la presencia de varias superficies de corrosión kárstica escalonadas. La mayoría de ellos ocupan una amplia superficie y su generación está en algunos casos condicionada por la fracturación neotectónica, como los poljes de Vistabella (Gutiérrez *et al.*, 1982), Gallocanta (Gracia *et al.*, 2002) (Fig. 6.26) y Jiloca (Gracia *et al.*, 2003). En otros no se observa ningún tipo de control ligado a la tectónica frágil (Gutiérrez y Valverde, 1994, entre otros). Algunos autores inciden en la importancia de la tectónica, apoyada por gravimetría, en los poljes (Gams, 2005). Otros sugieren que son depresiones tectónicas de *pull-apart* (Vrabec, 1994).

Los poljes pueden ser drenados por un río o, lo que es más frecuente, están divididos en varias cuencas hidrológicas. Algunos poljes permanecen secos (Fig. 6.27), mientras que otros son periódicamente inundados (Figs. 6.28 y 6.29). La inundación del polje de Zafarraya (Lhe-

naff, 1968) en 1996 se produjo por intensas precipitaciones que produjeron un gran incremento de caudal del Arroyo de la Madre, que drena al polje, y se superó la capacidad de infiltración de los ponors (López-Chicano *et al.*, 2002). Los poljes situados a más altura en los Dinárides son más secos y los más bajos se inundan más frecuentemente (Sweeting, 1972). Los poljes kársticos se inundan regularmente en periodos fríos y húmedos (en el Karst Dinámico desde octubre a abril) y en verano tienden a secarse (Bonacci, 1987, 2004). Los poljes actúan como áreas de sedimentación para detritos calcáreos y no calcáreos y su fondo está formado por aluviones, transportados por la red fluvial interna, o por abanicos aluviales desarrollados en los contactos laderas-fondo plano. En regiones muy elevadas de los Dinárides y Apeninos pueden encontrarse depósitos glaciares y periglaciares. Con relativa frecuencia destacan, sobre los fondos aplanados de los poljes, morfologías más elevadas que se denominan **hums**.

La inundación de los poljes se produce por la esorrentía superficial, pero sobre todo por manantiales (surgeencias kársticas) que suelen encontrarse en el borde del polje y también cuando asciende el nivel freático e intersecta con la superficie. Por otra parte, los poljes se drenan subterráneamente por oquedades profundas, llamadas **sumideros o ponors** (*swallow holes*). Cuando el fondo del polje está cubierto por aluviones se forman dolinas de substrato soluble por flexión o colapso (dolinas aluviales de Sweeting, 1972) por donde penetra el agua. Estas dolinas cambian constantemente, ya que se rellenan de aluviones y, a su vez, se crean otras nuevas. En épocas de inundación, los sumideros llegan a ser manantiales, fuentes intermitentes, que en Francia reciben el nombre de **estavelles**.



**FIGURA 6.27** Polje de Minde, elaborado en una semifosa. Fosa Lusitánica. Portugal.





**FIGURA 6.28** Polje de Zafarraya en momentos secos. Sierra Gorda, Subbético. Provincia de Granada, España. Foto J. Rodríguez Vidal.



**FIGURA 6.29** Polje de Zafarraya inundado en invierno de 1997. Sierra Gorda, Subbético. Provincia de Granada, España. Foto J. Rodríguez Vidal.

Las depresiones kársticas generadas como poljes pueden haber sido capturadas por la red fluvial adquiriendo un carácter hidrológico abierto (Sweeting, 1972; Nicod, 1972; Roglic, 1974; Ristic, 1976; Jennings, 1985; Bonacci, 1987; Ford y Williams, 1989, 2007). Por otra parte, en la larga evolución de un polje, que se caracteriza por un descenso de la superficie por karstificación, pueden encontrarse con formaciones no karstificables y, por consiguiente, paraliza o aborta en su evolución (poljes esterilizados de Nicod, 1979). Estas circunstancias son frecuentes en los poljes del Guadazaón (Gutiérrez y Valverde, 1994), y de Layna (Gracia *et al.*, 1996) donde los carbonatos del Cretácico superior se karstifican hasta llegar a las arenas caoliníferas (Formación de Utrillas) o el descenso de las calizas jurásicas se encuentra con el substrato impermeable del Keuper.

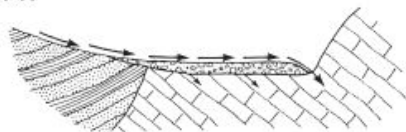
Gams (1978) señala que aunque se han propuesto numerosas definiciones de polje, todavía existen muchas in-

certidumbres de lo que es un polje. Indica que un polje tiene que tener fondo plano, depresión cerrada con laderas abruptas, drenaje kárstico y un tamaño mínimo para la anchura del fondo de 400 m, que Cvijic (1893) estima en un kilómetro. Propone una clasificación de cinco tipos de poljes, basada en características geomorfológicas e hidrodinámicas. Ford y Williams (1989) estiman que puede reducirse a tres tipos (Fig. 6.30): **poljes de borde**, que se desarrollan en la zona de fluctuación del nivel freático en rocas no kársticas y se extiende sobre las calizas; **poljes estructurales**, asociados a fosas y semifosas, de morfología alargada y **poljes de nivel de base** que están dominados por el nivel freático y se encuentran donde la zona epifreática regional intersecta con la superficie.

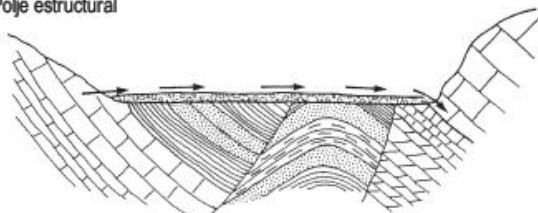
Los poljes presentan una gran variabilidad y el desarrollo de la mayoría de ellos no puede explicarse únicamente por procesos kársticos, ya que son formas poligenéticas, que resultan de la actuación de varios pro-



(a) Polje de borde



(b) Polje estructural



(c) Polje de nivel de base



**FIGURA 6.30** Tipos fundamentales de poljes (según Gams, 1978; resumido en Ford y Williams, 1989).

cesos (Sauro, 2005). Los factores y procesos que determinan su origen y el desarrollo de las superficies de erosión escalonadas son dos de los aspectos más debatidos en la disciplina del karst (Gospodaric y Habic, 1979).

Generalmente, el substrato calizo del fondo del polje está recubierto por una fina capa de aluviones con una topografía claramente plana. La génesis de estas depresiones está relacionada con el rebajamiento por corrosión de la superficie terrestre. La topografía plana resulta de los procesos de corrosión que actúan bajo la cubierta aluvial (aplanamiento por corrosión, criptocorrosión de Nicod, 1976) y controlada por la posición del nivel freático (Biro, 1949a; Pfeffer, 1973; White, 1988; Ford y Williams, 1989, 2007; Bonacci, 2004). El fondo del polje puede rebajarse por erosión y por los ponores evacúan los sedimentos clásticos que cubren el substrato rocoso. La profundización del frente de meteorización y la erosión fluvial de la superficie topográfica son similares a la generación de superficies grabadas en rocas cristalinas (Doppelten

Einebnugsflächen) (Büdel, 1957). De este modo, algunos autores consideran que esta teoría podría ser aplicada al desarrollo de los poljes (Büdel, 1977; Thomas, 1989a, b).

La profundización del fondo del polje progresa hasta que la topografía alcanza el nivel de inundación frecuente (zona epifreática). Cuando se alcanza esta situación, los procesos de corrosión tienden a expandir el fondo del polje por retroceso de las laderas marginales (Trudgill, 1985), que corresponde a la corrosión de borde (*rim corrosion*) de Roglic (1952), controlada por la posición del nivel freático (Ford y Williams, 1989, 2007). Un descenso relativo del nivel freático incrementa el gradiente hidráulico, induciendo a la profundización del fondo del polje por disolución vertical.

Las variaciones en la posición relativa del fondo del polje y del nivel freático pueden ser debidas a actividad neotectónica y cambios climáticos. Los cambios climáticos hacia más húmedo (biostasia) o áridos (rexiostasia) (Erhart, 1955) podrían conducir a un ascenso o descenso del nivel freático, respectivamente. Probablemente, la posición del nivel freático también ha sido afectada por encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario. A la interpretación genética le falta el apoyo de dataciones absolutas de las superficies de corrosión (Gracia *et al.*, 2003).

En los poljes de la Cordillera Ibérica se reconoce un escalonamiento de superficies de corrosión: siete en la Sierra de Albarracín (Peña *et al.*, 1989), en el Polje de la Layna (Gracia *et al.*, 1996) (Fig. 6.31) y en el de Gallo-canta (Gracia *et al.*, 2002). La diferencia de altura entre la superficie de corrosión más alta y el fondo del polje proporciona un valor aproximado de la profundización de la depresión producida por rebajamiento por corrosión (Gracia *et al.*, 2003).

El estudio de los poljes presenta un interés múltiple, ya que, por un lado, permite establecer las posibles relaciones cronológicas del inicio de generación de los poljes con superficie de erosión regionales. Por otro lado, suministran una valiosa información hidrológica y de reconstrucción de la evolución paleohidrológica de los sistemas kársticos a medida que los poljes van evolucionando. Finalmente, las superficies de aplanamiento kárstico que orlan los fondos de los poljes pueden ser utilizados como marcadores para detectar deformaciones neotectónicas (Gracia *et al.*, 2002).

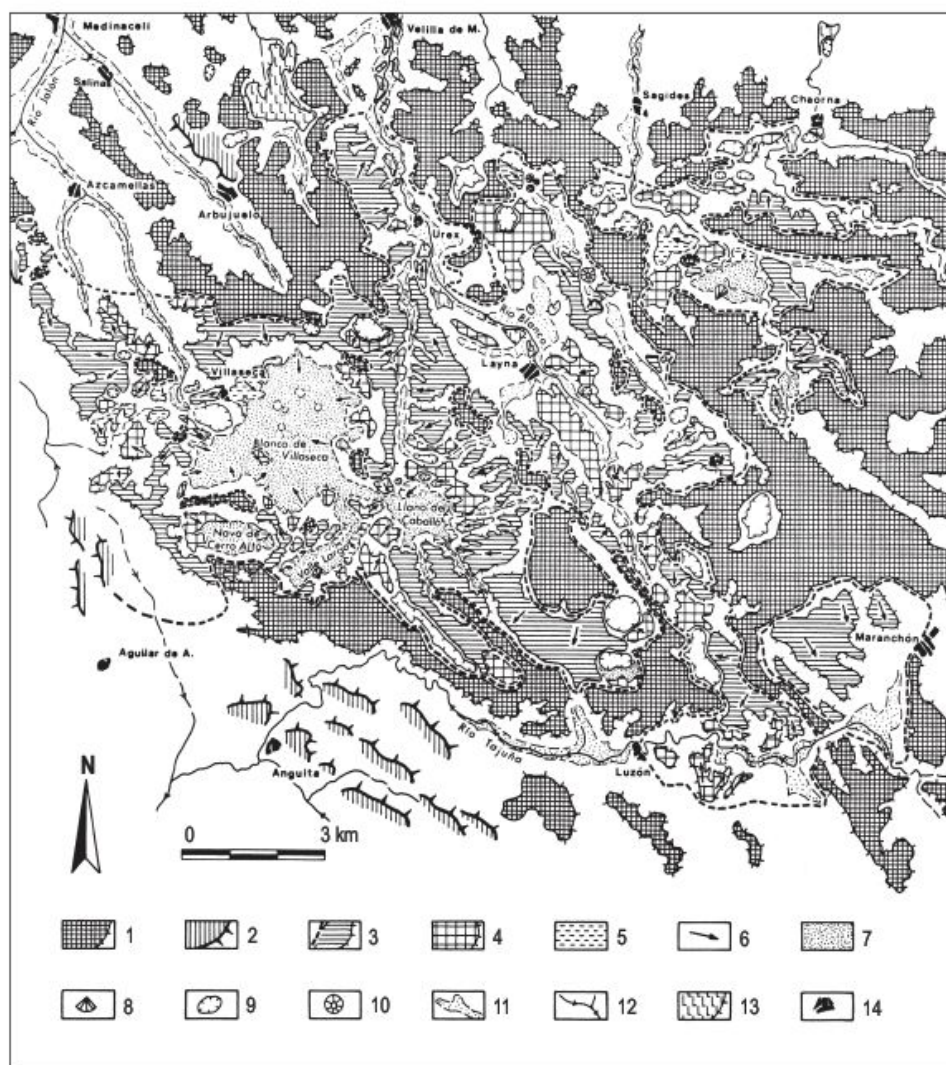
## 6.6

### Valles y fuentes kársticas

El karst se caracteriza por un drenaje vertical y subterráneo con una alta y rápida infiltración en las calizas aflorantes o en el suelo. Gunn (1981) señala que a través de las diaclasas se alimentan las cuevas infrayacentes (flujo

vadoso), que responden en días o semanas a las precipitaciones. En los flujos de simas verticales se encuentran los mayores valores de infiltración. La escorrentía superficial raras veces alcanza los cursos fluviales. El flujo lateral a





**FIGURA 6.31** Mapa geomorfológico del sector central del sistema de poljes de Layna. 1: superficies de erosión neógenas. 2: relieves estructurales sobre materiales mesozoicos. 3: borde exterior de los poljes y superficie superior de corrosión. 4: superficie intermedia de corrosión. 5: superficie inferior de corrosión. 6: rellenos de los fondos de poljes. 7: pendiente topográfica dominante. 8: abanico aluvial. 9: dolina en cubeta, depresión cerrada en general. 10: dolina en embudo. 11: valle de fondo plano. 12: red fluvial principal. 13: edificio travertínico. 14: núcleo de población (Gracia et al., 1996).

través de suelos saturados o no saturados es muy pequeño. En karst cubiertos (Jennings, 1985), el comportamiento varía con la naturaleza del suelo o depósitos superficiales. La erosión prolongada de los perfiles de meteorización, que están constituidos por arcillas e hidróxidos de hierro, pueden dar lugar a la «terra rossa» del área mediterránea y cuando los rellenos de dolinas perduran un largo tiempo, se pueden originar suelos hidromorfos.

El término de valle kárstico fue introducido por Cvi-jic (1893) y diferenció cuatro tipos: valles de cabecera escarpada (*pocket valleys*), ciegos, semiciegos y secos. Sweeting (1972) añade a esta clasificación los valles alógenos. Aunque, como señala Roglic (1964) el término de valle kárstico es incongruente con el karst verdadero, que absorbe toda el agua de precipitación. No obstante, se conocen áreas kársticas en las que la superficie está disecada por una densa red fluvial (Gunn, 2004b).

Los **valles alógenos** son estrechos y de vertientes escarpadas, formando cañones o foces (Fig. 6.32) (Ehlen y Wohl, 2002), desarrollados a veces a favor de la fractura-

ción. Estos valles, que proceden del exterior del macizo kárstico, sobreviven al karst sobre todo por su elevado caudal. La incisión de estos valles alógenos se produce por erosión fluvial y corrosión kárstica y en calizas en bancos pueden generar **marmitas** o **pilancones**. Cuando las fracturas inciden en calizas masivas, los ríos aprovechan su trazado y quedan confinados a paredes verticales, próximas entre sí, como las gargantas de la Yecla, provincia de Burgos, de Pitarque, provincia de Teruel, etc. En ocasiones, las gargantas se originan por colapso de cavidades kársticas y pueden permanecer parte de las calizas de superficie, produciendo un **punto natural** (Fig. 6.33).

Los valles alógenos pueden transformarse por precipitación de  $\text{CO}_2\text{Ca}$ , dando lugar a **travertinos**. Los procesos que los generan son la desgasificación en rápidos y cascadas, la evaporación en zonas áridas y la actividad de las algas. Pueden presentar facies de tallos, musgos, estromatolíticas, etc. A veces, los ríos inciden en ellas y se puede observar la extensión y estructuras de los travertinos (Fig. 6.34). En ocasiones, se puede generar una





**FIGURA 6.32** Garganta o Foz de Arbayún, desarrollada por el Río Irati. Pirineo de Navarra.



**FIGURA 6.33** Puente natural de origen kárstico. Puente de Puentede, norte de la provincia de Burgos.



**FIGURA 6.34** Travertinos karstificados situados por encima del cauce del río Júcar. Uña, provincia de Cuenca. Cordillera Ibérica, España.



**cascada constructora** por acreción de depósitos carbonatados (Pentecost, 2005) (Fig. 6.35). También se pueden formar barreras de travertinos por acreción vertical que represan lagos (presas de travertinos), como los Lagos de Plitvice en Croacia o las Lagunas de Ruidera en Albacete, España (Fig. 6.36).

Algunos ríos pierden su agua entre los aluviones paulatinamente hasta que se quedan secos (**pérdidas filtrantes**) (Sweeting, 1972). Lo más frecuente es que el flujo se pierda en un punto, dando lugar a los **valles ciegos**, en el que toda la carga del río se introduce en el interior del macizo kárstico. Las cavidades alimentadas por estos ríos aumentan de tamaño por erosión mecánica y corrosión kárstica. En los **valles semiciegos** el agua generalmente se absorbe en un punto y desaparece, pero cuando tiene lugar una avenida o inundación, el agua fluye más allá del punto normal de desaparición, hasta que se pierde pun-

tualmente. Por consiguiente, en un valle semiciego la parte superior se sitúa hasta el punto de pérdida normal y, en la inferior, el agua solo discurre en periodos de avenidas. Las terminaciones de un valle ciego vienen marcadas por un cantil calizo y en su base hay una cueva en la que el río desaparece. Los valles ciegos se encuentran en la parte superior de los macizo calcáreos.

Los **valles en saco o de cabecera escarpada** (en inglés, *pocket valleys*; en francés, *vallées reculées*) son lo contrario a los valles ciegos, ya que se caracterizan por una resurgencia kárstica al pie del conjunto carbonatado. Suelen ser fuentes de gran caudal, en las que nace un río, como el Nacedero del Urederra, al pie del Raso (polje) de Urbasa (Navarra). Tiene paredes escarpadas y un abrupto acantilado en su cabecera.

Los **valles secos** carecen de canales fluviales en su lecho y se encuentran fundamentalmente en las cabeceras



**FIGURA 6.35** Cascada constructora por travertinos, que en la actualidad aparecen karstificados con la presencia de una cueva. Priego, provincia de Córdoba. España.



**FIGURA 6.36** Lagunas de Ruidera represadas por un collar de travertinos. Albacete, España. Foto J. L. Peña.

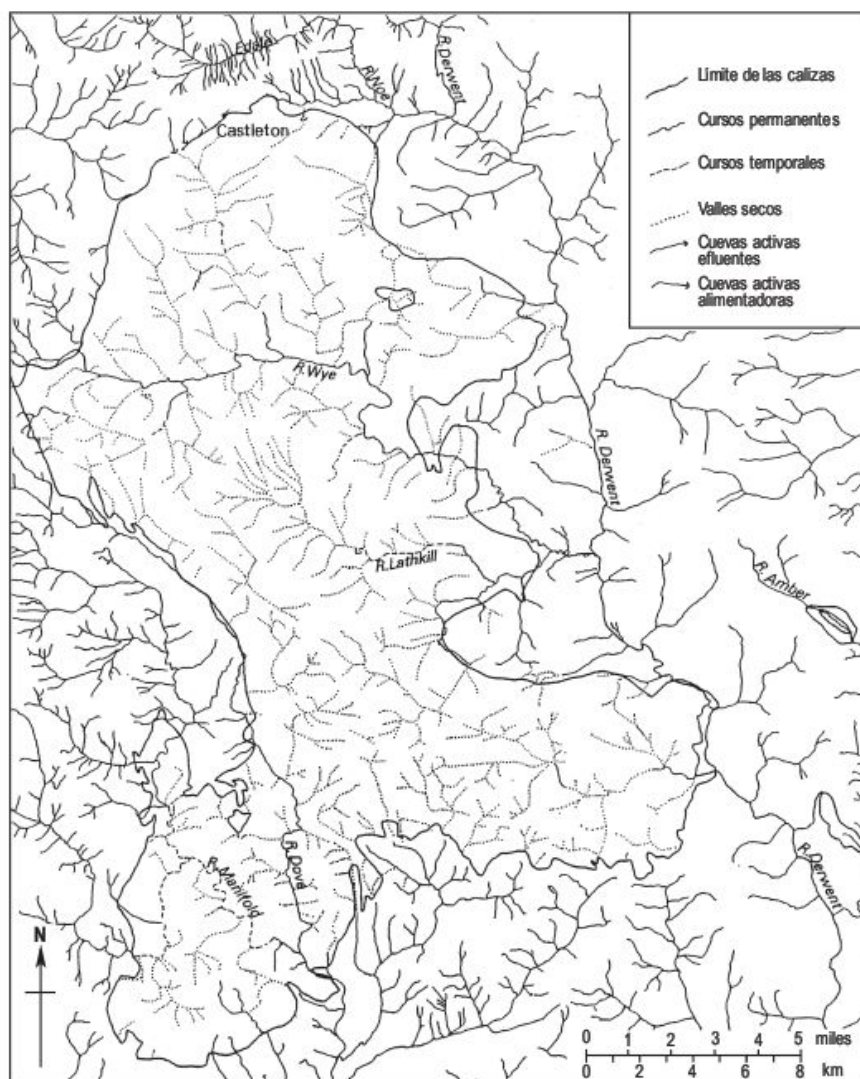


de la red fluvial. Se encuentran en muchas áreas kársticas. Los valles secos en las calizas tienen laderas escarpadas y fondos planos. Estos valles son lugares favorables para el desarrollo de dolinas, debido a que el agua disuelve por fisuración la caliza en estas zonas semiconfinadas (Sweeting, 1972) (Fig. 6.37). Pueden tener orígenes muy diversos. (1) Distintos climas en el pasado, bien con mayor precipitación o permafrot. (2) Superposición de estratos no kársticos junto con karstificación del drenaje. (3) Descenso del nivel freático debido a un levantamiento e incisión de los valles principales o recesión del escarpe (Gunn, 2004b).

Las **fuentes kársticas** son aquellos lugares en los que emergen en superficie las aguas del endokarst. Los caudales varían desde unos pocos mm/seg a valores que superan 20 m<sup>3</sup>/seg. La fuente kárstica de mayor caudal conocida es la de Tobio, Papua Nueva Guinea, que descarga >100 m<sup>3</sup>/seg. Por lo general, las fuentes kársticas se encuentran en posiciones topográficas bajas (Smart y Worthington, 2004a).

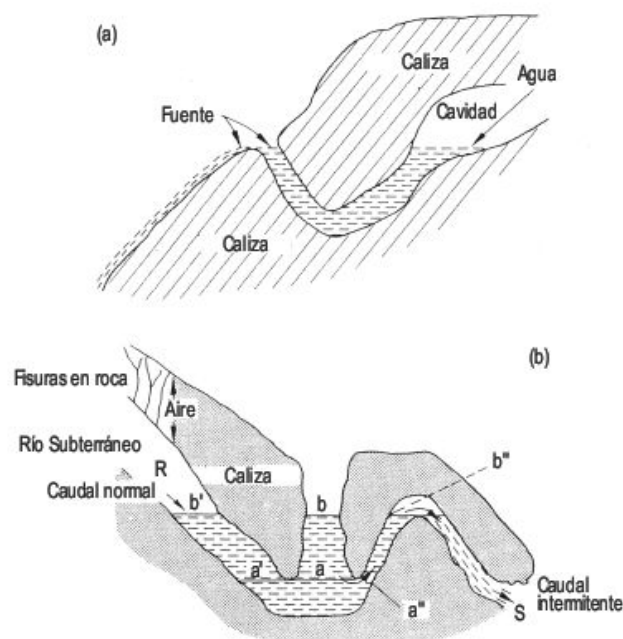
Se conocen dos tipos principales de fuentes kársticas: aquellas en las que el agua surge a la superficie por flujo libre y las que brota por flujo forzado o artesiano. Estas son las conocidas fuentes vaclusianas. Las de flujo libre son similares a las de otras áreas no kársticas, aunque su caudal suele ser mucho mayor. Con frecuencia, manan de cuevas (valles en saco) y, a menudo, surgen de niveles impermeables intercalados en las series calizas (Sweeting, 1972).

En las **fuentes vaclusianas** (Fig. 6.38) el agua brota en las calizas aflorantes o cubiertas bajo presión y flujo forzado, como la Fontaine de la Vaucluse, Avignon (Francia), cuyo caudal varía de 8-150 m<sup>3</sup>/seg (Trombe, 1974). El agua proviene de grandes reservorios y el conducto a través del cual mana el agua suele tener una gran inclinación. Otro tipo de manantiales son las **fuentes intermitentes**, en las que existen conductos irregulares y sifones (Fig. 6.38). En la figura se puede observar que existe un nivel del agua, por encima del cual el agua fluye. Cuando el sifón cesa la fuente no brota (Trombe, 1952).



**FIGURA 6.37** Sistema de valles secos en las calizas carboníferas de Derbyshire (Warwick, 1964).





**FIGURA 6.38** (a) Fuente vauclusiana. (b) Fuente intermitente (Trombe, 1952).

## 6.7 Endokarst

El endokarst es el karst subterráneo, en el que los procesos de corrosión se desarrollan en más o menos potentes formaciones de rocas solubles litificadas. Las cuevas son oquedades en superficie, que dan entrada a las cavidades subterráneas. En éstas, su longitud o profundidad son mayores que las dimensiones de las cuevas. El estudio de las cavidades es una disciplina independiente, denominada **Espeleología**, que puede ser de carácter deportivo o científico (Gèze, 1965). Para conocer el desarrollo de la karsificación es fundamental tener unos conocimientos básicos de las características, evolución y origen de las formas endokársticas. Se han propuesto numerosas clasificaciones genéticas sobre el desarrollo de las cavidades kársticas (véase Klimchouk, 2004a), pero ninguna agrupa adecuadamente los tipos de cavidades. Las cavidades originadas por disolución son las más frecuentes e importantes. No obstante, se reconocen otras cavidades producidas por procesos ajenos al karst, tal como las cavidades volcánicas, glaciares, litorales, de sufosión, etc. (White y Culver, 2005).

Las cavidades de disolución se encuentran ampliamente desarrolladas en calizas, yesos y en menor medida en cloruros. Aunque la disolución es el proceso dominante, también se manifiestan otros procesos como los erosivos y los derivados de la rotura por gravedad. Las

Puede ser de interés científico o económico saber el origen de las fuentes kársticas y conocer si el agua es de origen kárstico o autóctona, que se define por el contenido en  $\text{CO}_3\text{Ca}$ . Todo ello implica el conocimiento de su circulación subterránea. Para ello se utilizan **trazadores** para conocer las salidas, después de haber añadido al agua trazadores en puntos determinados. Son muy numerosos los tipos de trazadores que han ido utilizándose para el conocimiento del flujo subterráneo (naturales, químicos, isótopos radioactivos, isótopos estables) (Gèze, 1965). La técnica más reciente es la utilización de fluorometría cuantitativa, para lo cual suelen utilizarse rodamina WT y fluoresceína LT, entre otros (Ford y Williams, 1989). La mayor parte de los sistemas kársticos son dendríticos con varios tributarios que alimentan al curso principal. Sin embargo, también se encuentran sistemas paralelos. Por consiguiente, el tiempo de residencia y las rutas son variables en los sistemas de cursos subterráneos (Smart y Worthington, 2004b). El mayor río subterráneo es el de Trebinjica (Herzegovina), que tiene cinco recorridos subterráneos sucesivos con un desarrollo total de 100 km y que desemboca finalmente en la Ombla de Ragusa (Trombe, 1974).

cavidades no suelen superar 1 km de longitud y 100 m de profundidad. La cavidad más larga del mundo es el Sistema de Mammoth en Kentucky, Estados Unidos, con 563 km de largo, y la más profunda es la Gouffre Mirobda (−1.733 m), en los Alpes de Chamonix, Francia. La cámara subterránea más grande, tanto en superficie como en volumen, es Sarawak Chamber (Malasia) con 160.000 m<sup>2</sup> y 12 millones de m<sup>3</sup>, respectivamente (Klimchouk, 2004a).

La morfología de las cuevas es muy variable. A escala mundial, se encuentran las principales formas del endokarst, tales como galerías y cámaras, en las que la anchura o la altura son de mayor tamaño que las galerías adyacentes. Las galerías pueden ser rectas, sinuosas, horizontales, inclinadas y verticales. Estas últimas se denominan simas (*shafts*). En su conjunto las cavidades presentan una gran variedad de formas: de conducto único, ramificadas, anastomosadas, etc. Las cavidades de disolución están controladas fundamentalmente por factores hidrogeológicos, tipo de recarga y de flujo (Palmer, 1991, 2000).

Se reconocen varios factores que inciden en la formación de las cavidades. Un investigador experimentado puede deducir en el estudio del endokarst una gran cantidad de datos sobre los episodios de formación de los modelados. Estos episodios también han afectado a la su-



perficie. Por consiguiente, el gran valor del estudio de las formas endokársticas, desde el punto de vista geomorfológico, es la conservación de etapas de la historia de la erosión de un área, de las que no quedan restos en superficie (Sweeting, 1972).

## 6.7.1 Factores principales en la formación de cavidades

Los factores que afectan a las formas endokársticas son, según Sweeting (1972):

### 6.7.1.1 Tipo y estructura de las calizas

La caliza normalmente se presenta estratificada y diaclasada, de modo que estos planos de fisibilidad constituyen canales primarios para la penetración del agua. Por otra parte, las cavidades se forman con frecuencia en el contacto con niveles impuros de la caliza. El grado de fisuración es de gran importancia en la conductividad hidráulica. Las formas de las cavidades están influenciadas en parte por la inclinación de la estratificación y por el grado de diaclasado (Gillieson, 1996). En calizas horizontales las cavidades son de poca altura y anchas. Las generadas a lo largo de planos de fisuración tienden a ser altas, estrechas y sinuosas.

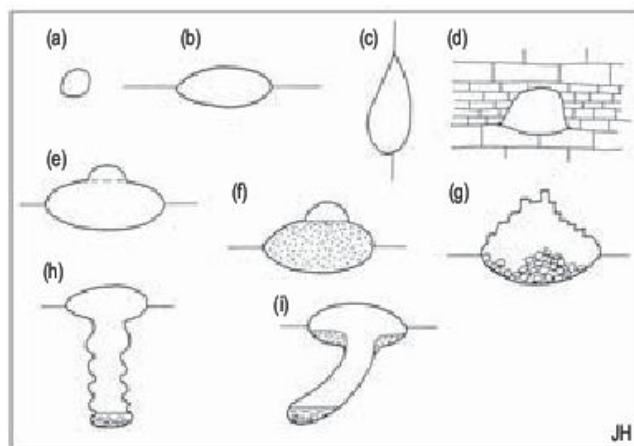
### 6.7.1.2 Tipo y cantidad de flujo de agua

En una cavidad puede atribuirse por completo la disolución por **flujo freático** (en francés, *eau forcée*), en el que toda la cavidad está rellena de agua, o por **flujo vadoso** (en francés, *eau libre*). El flujo vadoso se encuentra por encima del nivel freático y el flujo freático bajo el mismo. Se reconoce un flujo intermedio, **parafreático** o **epifreático**, cuando el agua algunas veces actúa como freática y otras como vadosa. Los flujos freáticos o forzados presentan secciones transversales circulares o elípticas, que son las que ofrecen menor resistencia a las aguas de infiltración (Fig. 6.39). Cuando la roca es homogénea hay poca variación en la anchura del conducto. Con la presencia de planos de fisibilidad horizontales la forma es elíptica e igualmente para planos verticales (Fig. 6.40b, c). Si el flujo freático se transforma en vadoso, las aguas libres inciden en el fondo de la cavidad (Fig. 6.40h, i).

Bretz (1942) ha descrito un conjunto de formas originadas por flujo freático y en este trabajo aparece una clara diferenciación de las distintas morfologías representadas. Estas formas están descritas en Sweeting (1972), Bögli (1980), Jennings (1985), Williams (1983), Ford y Williams (1989, 2007), Lumberg (2005). Se distinguen **formas alveolares** o en **panal de abeja**, que se encuentran en las paredes y techos, que forman un sistema complicado de pequeñas oquedades de unos pocos centímetros. Se originan por solubilidad diferencial. Las **cavidades**



**FIGURA 6.39** Sección circular de flujo freático de una cavidad aflorante que en la actualidad funciona como vadosa. Surgencia de la Cueva del Gato. Río Guadiaro. Sistema Kárstico Hundidero-Gato (Delannoy, 1998). Sierra de Grazalema. Provincia de Cádiz, España.



**FIGURA 6.40** Secciones transversales de cavidades, según Renault (1958), Bögli (1956) y Ollier y Tratman (1969) (recopilado en Jennings, 1985). Conductos freáticos: (a) circular en roca masiva; (b) elíptico en estratificación horizontal; (c) elíptico en fisura vertical; (d) en un grupo de capas más solubles; (e) techo de medio tubo debido a burbujas; (f) agradación para formar en el techo medio tubo por disolución; (g) modificada por colapso en un flujo vadoso; (h) incisión en el fondo de un conducto freático; (i) incisión meandriforme en un conducto freático.



(*pockets*) son mayores que las anteriores y son más profundas que anchas. Las **formas anastomosadas** (*anastomoses*) son cavidades retorcidas intensamente conectadas entre sí. Son de tamaño centimétrico y se localizan en los planos de estratificación. Los **pendants** son pilares de rocas entre canales anastomosados y pueden desarrollarse en planos de estratificación y de diaclasas junto con las formas anastomosadas. Las **marmitas** y **bolsas** (*pockets*) de **disolución inversas** se localizan en el techo y en las paredes. Las bolsas de disolución inversa se forman solo bajo condiciones freáticas. Muchas se localizan en puntos de convergencia de aguas por lo que se cree que su formación se debe a corrosión por mezcla. La profundidad y el diámetro de estas últimas formas varían enormemente desde unos pocos centímetros a chimeneas de 20 m. Los **golpes de gubia** o **conchas** (*scallop*) tienen forma de concha, se encuentran sobre los techos y paredes, y se forman por flujo freático (Fig. 6.41). Suelen ser de tamaño uniforme y aparecen agrupados. La pendiente más abrupta de la concha se encuentra aguas abajo y, por consiguiente, indican la dirección y el sentido del flujo. Según Curl (1966a), la longitud de la concha es inversamente proporcional a la velocidad y viscosidad del fluido. Bretz (1942) señala que se producen por disolución, pero Bögli (1980) estima que se originan por agua cargada de arena.

### 6.7.1.3 Factores fisiográficos y climáticos

Se observa que los sistemas complejos de cuevas ramificadas son más característicos de secuencias calizas poco potentes y de karst superficial, mientras que los karsts profundos son típicos de potentes formaciones calizas, como el Karst Dinámico. La altura relativa y el relieve existente son un factor importante, que afecta al desarrollo de las cavidades.

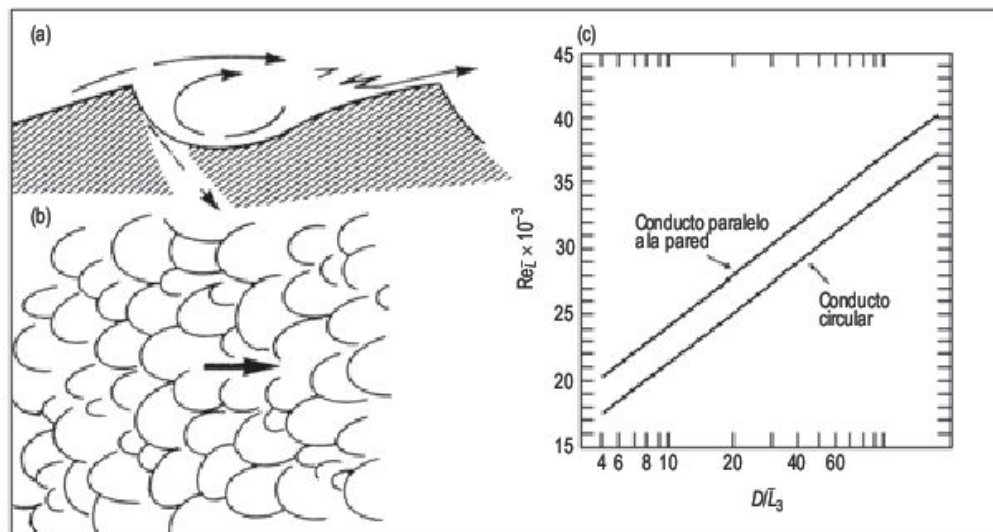
Las rocas carbonatadas presentan planos de visibilidad por los que penetra el agua. Al comienzo de la disolución los huecos en las fisuras son pequeños ( $< 10 \mu\text{m}$  a  $1 \text{ mm}$ )

y paulatinamente se van ensanchando por disolución. Las cavidades pueden ser predominantemente de morfología freática o vadosa.

Existen muchos modelos para explicar la evolución del endokarst. Ford y Williams (1989) proponen un modelo de cuatro etapas de **evolución de cavidades** (Fig. 6.42), que es más fácil de entender en calizas con fuerte buzamiento. En la etapa 1 (cavidades batifreáticas), la densidad de fisuras penetrables es muy baja y la superficie piezométrica está estabilizada. En la etapa 2 (cavidades freáticas con múltiples bucles) se crean las cavidades cuando hay una frecuencia significativamente mayor de fisuras. Las cavidades con una mezcla de bucles más cortos y poco profundos y nivel freático casi horizontal representan la etapa 3, con una intensa fisuración y una menor resistencia (cavidades con mezcla de componentes freáticos y de nivel freático nivelados). Es decir, la cavidad puede presentar una mezcla de bucles y pasos suavemente nivelados hacia el nivel freático. En la etapa 4 (cavidad ideal de nivel freático) la frecuencia de fisuras es tan alta o la resistencia tan baja que se desarrolla a lo largo del nivel freático.

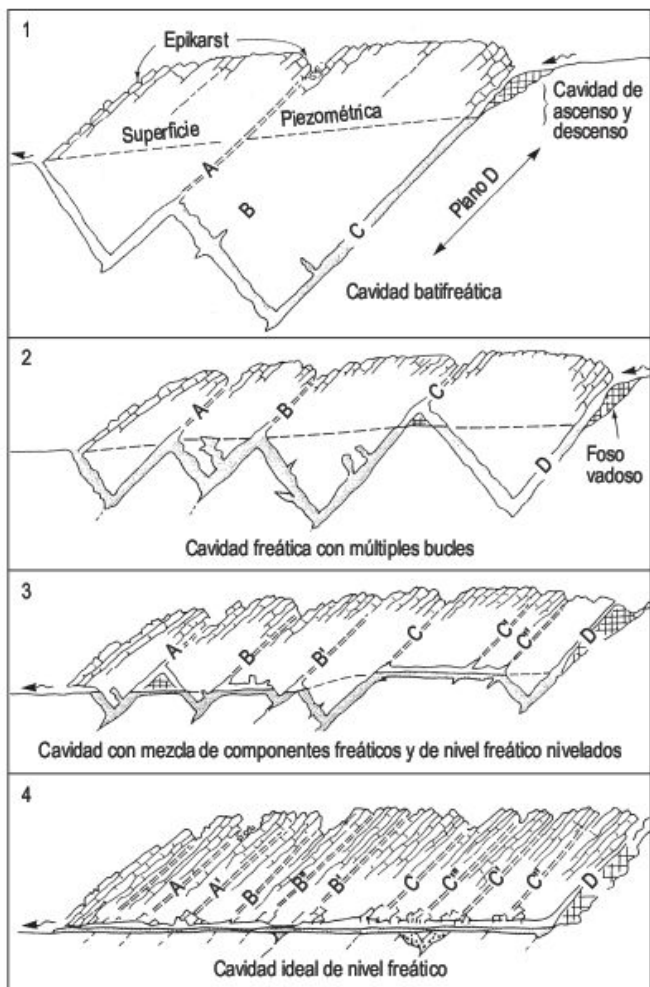
Ford (1965) analiza la evolución temporal de las Cuevas Mendip, que tiene como nivel de base el nivel del mar y propone un modelo multifase en función de variaciones eustáticas, de descenso del nivel del mar, en el que profundizan las cavidades y otras quedan colgadas y desconectadas. Igualmente, ha sido demostrada en muchas áreas las relaciones entre el desarrollo de los valles y la formación de cavidades, como en las Cuevas de Demanova, Eslovaquia (Droppa, 1966).

El clima afecta a la formación de cavidades por variaciones en la temperatura y precipitaciones. El endokarst tiene un mayor desarrollo en las zonas húmedas que en las secas. La presencia de cavidades kársticas en zonas áridas es indicadora de la existencia de un clima más húmedo en épocas pasadas. Las bajas temperaturas posibilitan una mayor disolución de  $\text{CO}_2$  y, por lo tanto, fa-



**FIGURA 6.41** Conchas o golpes de gubia. (a) Sección perpendicular a una concha. (1) Flujo de la corriente. (2) Remolinos turbulentos = lugar de máxima disolución. (3) Difusión, mezcla y desunión. (4) Trayectoria de lado más inclinado en el que se produce una posterior disolución (la concha emigra corriente abajo). (b) Características de un sistema de conchas plenamente desarrollado. (c) Relación entre el Número de Reynolds y el cociente de la anchura o diámetro ( $D$ ) y la longitud de la concha (Curl, 1974).





**FIGURA 6.42** Modelo de cuatro etapas que diferencia la geometría del sistema de cuevas freáticas no confinadas y cuevas de nivel freático (Ford y Williams, 1989).

vorecerán el desarrollo del endokarst. Pero, por otra parte, en climas periglaciares el proceso de la crioclastia afecta a la caliza y las cavidades formadas en climas húmedos se destruyen durante las etapas periglaciares. Todo ello indica que las fluctuaciones de precipitación y temperatura, a lo largo del Cuaternario, han debido afectar considerablemente al desarrollo del endokarst.

## 6.7.2 Algunos tipos de cuevas

Curl (1966b) propone un índice de karstificación basado en el número de cuevas existentes en un área. Sweeting (1972) considera que ese índice lo que señala es la actividad fluvial en un terreno calizo. No obstante, las cavidades son difíciles de clasificar, a pesar de que se han explorado decenas de miles de cavidades. Ford y Williams (1989) las clasifican en dos grandes grupos: por sus características internas y por su relación con factores externos. Cada uno de estos grupos se subdivide en varios tipos. Por otra parte, no se conocen las cavidades más profundas, ya que no es posible bucear en las cavidades llenas de agua por debajo de unos 200 m. Otras cavidades tienen pasadizos muy estrechos en los que no puede penetrar el espeleólogo.

Quizá la clasificación más satisfactoria es la basada en el tipo de flujo (Sweeting, 1972). Un ejemplo de cuevas freáticas son las *Carlsbad Caverns* (Oeste de Estados Unidos) (Fig. 6.43), que constan de calizas en bancos y su profundidad es de 330 m. Su origen no es conocido; una gran parte de la disolución ha tenido lugar en flujos freáticos y no existe relación con el río actual. Muchos ejemplos de cuevas freáticas han sido citados por Bretz (1942).

Una gran parte de las cavidades exploradas son vadasas. El conjunto más famoso es el del área de Postojna, en el Karst Clásico. La Cueva Postojna y sus tributarios tiene 17,6 km de longitud y con otras cuevas asociadas alcanza 50 km. Las formas actuales indican un flujo del agua gravitacional y, por lo general, suele superar los 10 m de anchura y altura. Los ríos de las cavidades muestran una gran adaptación a las estructuras geológicas. Se han descrito numerosos ejemplos de este tipo de cavidades (Sweeting, 1972).

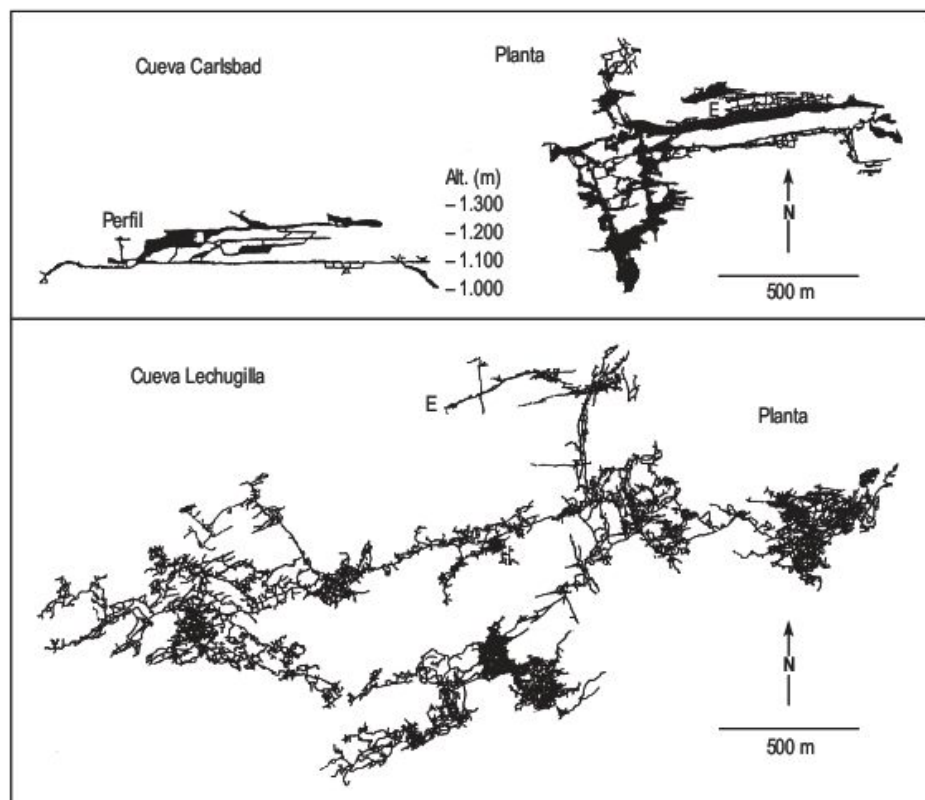
Las cuevas verticales o simas (*shafts*) son cavidades cilíndricas con surcos en las paredes y se producen a lo largo de fracturas o fallas. Son características de las cuevas de Yorkshire (Inglaterra). La *Mammoth Cave* además de sus numerosos conductos, tiene simas desarrolladas en las calizas infrayacentes a las areniscas. En el Pirineo occidental, se desarrolla un importante karst en formaciones cretácicas. En él se localizan importantes simas (Fig. 6.44) (López Martínez, 1986) de varios cientos de metros de profundidad. Este área se conoce como el Macizo Kárstico de la Piedra de San Martín o Karst de Larra.

# 6.8

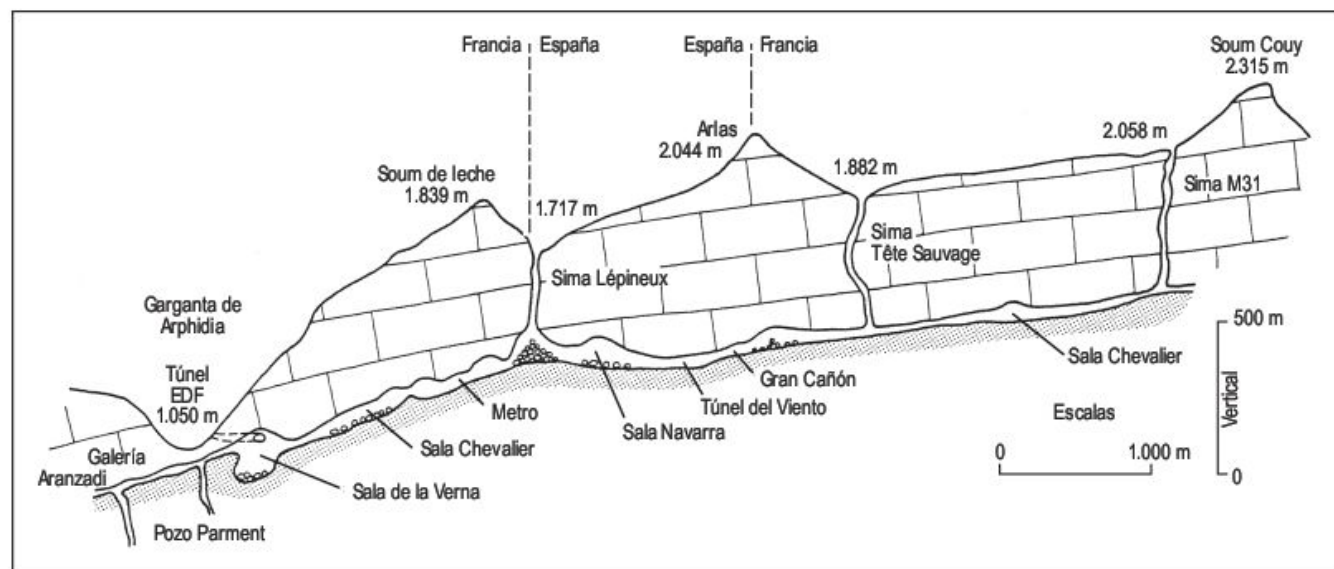
## Depósitos de las cavidades

Las cavidades funcionales son un lugar de gran erosión, pero también de sedimentación clástica, química y orgánica. Por lo tanto, constituyen una excelente trampa para los sedimentos. En estos se pueden encontrar fósiles

o artefactos que permiten datarlos, y también pueden emplearse métodos isotópicos de datación absoluta ( $^{14}\text{C}$ , racemización de aminoácidos, termoluminiscencia). Los depósitos de las cavidades se clasifican en



**FIGURA 6.43** Disposición en planta del sistema de cavidades de Carlsbad Cave y Lechuguilla Cave, ambas a la misma escala (Palmer, 2004).



**FIGURA 6.44** Perfil esquemático del Sistema de la Piedra de San Martín. Pirineo occidental (López-Martínez, 1986).

**autóctonos y alóctonos** (Sweeting, 1972; Ford y Williams, 1989).

Es importante distinguir entre depósitos **clásticos** formados a la entrada de la cueva y los originados en el interior. Los primeros son mucho más complejos y contienen con frecuencia restos arqueológicos. Los del interior pueden carecer de material arqueológico, pero pro-

porcionan una valiosa información sobre la génesis y evolución de las cavidades (Farrant, 2004). A veces, las cavidades aparecen rellenas de sedimentos (Fig. 6.45). El tipo más frecuente de sedimento autóctono es el producido por colapso del techo (Fig. 6.46). La mayoría de los sedimentos clásticos de las cavidades son alóctonos, originados fuera de la cueva y transportados al interior de la





**FIGURA 6.45** Caverna kárstica rellena fundamentalmente por material areno-arcilloso. Ancião. Fosa Lusitânica. Portugal.



**FIGURA 6.46** Desplome del techo de una caverna endokárstica. Wind Cave, Malasia. Foto F. Gutiérrez.

misma. La mayoría de los procesos, estructuras y depósitos que se encuentran en las cavernas son idénticos a los de los ambientes fluviales de superficie. En las secuencias se encuentran episodios repetidos de encajamiento y relleno, colapsos, subsidencia y la resedimentación puede originar estratigrafías complejas. Los sedimentos pueden fluidificarse y generar capas deslizadas (*sliding beds*) que penetran lejos en el interior de las cavernas (Gillieson, 1996).

El paleomagnetismo es un método utilizado para datar sedimentos clásticos. El trabajo ha sido realizado por Parés y Pérez-González (1995) en la excavación de los depósitos clásticos de la Gran Dolina (Atapuerca, Burgos), en el que han sido descubiertos numerosos restos humanos, que se depositaron hace más de 780.000 años, cerca del límite Matuyama-Brunhes.

Los espeleotemas intercalados en los depósitos clásticos pueden ser datados por series de U. Recientemente, los avances en la técnica de isótopos cosmogénicos constituyen otro método para datar sedimentos clásticos de cavernas. Los estudios de los sedimentos fluviales de la Cueva Mammoth, en sus niveles superiores, determinan las velocidades de incisión del Green River durante los últimos 3,5 millones de años (Granger *et al.*, 2001).

La precipitación de calcita produce decoraciones muy espectaculares en el interior de las cavernas. El  $\text{CO}_3\text{Ca}$  se genera por láminas de agua en régimen laminar y por precipitación de películas de agua en régimen turbulento (Dreybrodt, 2005). La calcita es el principal precipitado secundario y a la forma producida se le denomina **espeleotema**. También hay carbonatos ricos en Mg e hidratados. Es difícil conocer la velocidad de crecimiento de los



espeleotemas de calcita por los complejos cambios del ambiente. No obstante, las cifras obtenidas por  $^{14}\text{C}$  dan valores entre 0,01 y 0,26 mm/año; las logradas por series de U fluctúan entre 0,002 y 0,36 (según diferentes autores, Ford y Williams, 1989). La calcita crece por ensanchamiento y coalescencia de cristalitos que se maclan según un eje determinado. El aragonito en las cavidades cristaliza en grupos de agujas, denominadas antoditas.

Un depósito calcáreo, frecuente a la entrada de las cuevas mediterráneas, son las **brechas de las cuevas** constituidas por un caos de bloques angulosos de caliza, que pueden estar en relación con etapas frías, en las que se generan estos depósitos por crioclastia (Butzer, 1965). En el interior de las cavidades también abundan las brechas de caliza, producidas por colapso del techo.

Los espeleotemas se forman por goteo o por flujo de agua. Las **estalagmitas** (Fig. 6.47) tienen una forma simple y crecen desde el punto de suministro de agua hacia los lados y hacia el techo. Pueden simularse con ordenador (Dreybrodt, 2005). Se distinguen tres tipos de estalagmitas (Franke, 1965): 1) las de diámetro uniforme que crecen hacia el techo de la cavidad y se crean por aguas de concentraciones uniformes; 2) estalagmitas con morfología de terrazas engrosadas y 3) es la más frecuente y tiene una forma cónica.

Los **depósitos de flujo** (en inglés *flowstone* y en francés, *gours*) se depositan a partir de un flujo bastante uniforme, produciéndose acreción sobre las paredes de la cavidad. Son más frecuentes sobre el fondo o en paredes de suave pendiente. Pueden alcanzar varios metros de potencia (Ford y Williams, 1989).

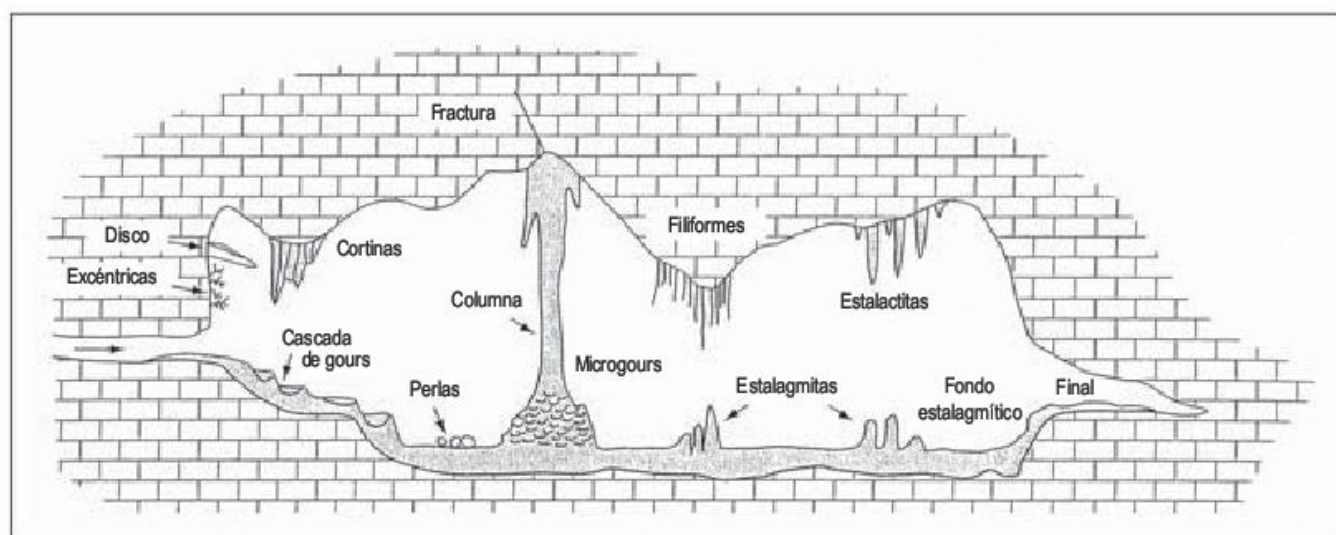
Las **estalactitas** son las formas principales de los espeleotemas (Fig. 6.49). Se forman por agua que gotea desde el techo y al entrar en la cavidad el agua saturada o próxima a la saturación pierde  $\text{CO}_2$  para estar en equilibrio con el contenido de dióxido de carbono del aire de

la cavidad. En cuevas secas la evaporación es un factor importante. En las estalactitas cuando la gota emerge se forma un anillo de calcita y poco a poco se forma una oquedad cilíndrica. A medida que crece el cilindro el agua se mueve por el conducto central. Si el flujo es rápido no habrá tiempo suficiente para que se deposite todo el  $\text{CaCO}_3$  y la gota cae para formar estalagmitas. Cuando éstas se unen con las estalactitas se producen columnas (Fig. 6.47). Las estalactitas también se encuentran bajo la forma de cortinas o colgaduras (*draperies*) y se originan por agua circulante y por eso no tienen conducto central. Son traslúcidas o con bandas de diferente coloración.

Los **gours** (Figs. 6.47 y 6.48) son pequeñas balsas con bordes constituidos por barreras de calcita, que confieren al conjunto un aspecto escalonado. Se originan por agua que discurre por ellas en capas finas, con remolinos que provocan su ventilación y, por lo tanto, la fácil precipitación de carbonato cálcico próximo a la saturación (Géze, 1965).

Las **excéntricas** (o **helictitas**) (Fig. 6.47) se forman por agua de filtración y dan origen a una bella ornamentación. Presentan una morfología sinuosa. Su crecimiento se produce a partir de un orificio central. Como el filtrado es muy lento no se forma una gota de agua y, por lo tanto, la gravedad no afecta a la forma. La precipitación tiene lugar en torno al orificio central y cada nueva capa se forma como un cono unido al siguiente y estos conos se distorsionan (Fig. 6.49). Algunas excéntricas se generan bajo el agua y son distintas que las excéntricas subaéreas, ya que su conducto central no es un tubo de capilaridad. Davis (2005) cree que la excéntrica crece por la interacción del agua subterránea cerca de la superficie, bajo el efecto del ión común, con fluidos termales que ascienden a través de un sistema de fracturas.

Las **perlas de las cuevas** (Fig. 6.47) son acreciones concéntricas de calcita alrededor de un núcleo extraño,

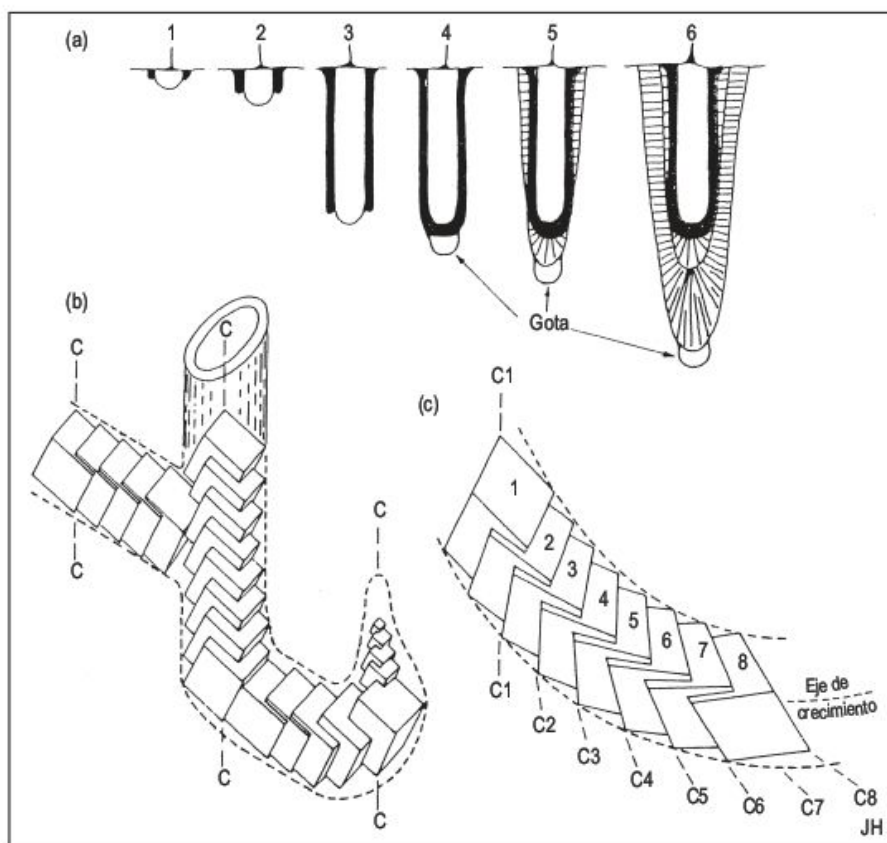


**FIGURA 6.47** Esquema de las principales morfologías de depósitos calizos en una cavidad (Salomon, 2000).





**FIGURA 6.48** Gour en Deer Cave. Malasia.



**FIGURA 6.49** (a) Desarrollo de una estalactita ocluida por capilaridad y con crecimiento de forma cónica; (b) estructura cristalina de una exocéntrica con bruscos cambios en la dirección de crecimiento y (c) excéntrica curvada producida por cambio gradual en la dirección del eje C (en Jennings, 1971).

como por ejemplo un grano de arena. Crecen agrupadas y necesitan una suave oscilación para generar una acreción esférica y sus tamaños varían entre 0,2 y 15 mm.

Las **balsas de calcita** constituyen depósitos formados, en cuevas muy secas, sobre la superficie de aguas estancadas. Las balsas de cristales de calcita tienen unas déci-

mas de milímetro y se sostienen por tensión superficial. Otro tipo son los cristales aciculares de calcita formados bajo el agua, que crecen desde el fondo. También los microorganismos pueden generar depósitos como la **leche rocosa** (*milk* o *rock milk*). Se trata de una pasta blanca, que al secarse se convierte en polvo.

# 6.9

## Tipos de karst e influencia del clima

Hay muchas clasificaciones del karst. Una de las más utilizadas es la propuesta por Cvijic (1924b). El **holokarst** es el macizo carbonatado en el que toda el agua de precipitación se infiltra y carece de cursos fluviales superficiales. En el **merokarst** se encuentran calizas impuras y se combinan la disolución y la erosión fluvial. El **fluvio-karst** se caracteriza porque es atravesado por ríos alógenos y compartimenta el macizo kárstico.

Otros autores, como Sweeting (1972), proponen una clasificación basada en el clima y en el proceso: holokarst (karst verdadero), fluvio-karst, karst glacio(-nival), karst tropical y karst árido y semiárido. Jennings (1985) diferencia nueve tipos de karst en función del clima.

Uno de los grandes debates de los geomorfólogos es la influencia del clima en el desarrollo de las formas kársticas. Muchos investigadores las han considerado como un fenómeno zonal. En su estudio sobre el karst de Java (Lehmann, 1936) reconoció que el karst cónico (*kegel-karst*) se desarrollaba específicamente en los trópicos húmedos. Lehmann (1954), en el Simposio sobre el Karst celebrado en Frankfurt en 1953, indicó que cada clima tiene su propio desarrollo kárstico. No obstante, hay que tener en cuenta el tipo de roca carbonatada, su potencia y el grado de fisuración (Verstappen, 1964). Es difícil imaginar que las formas cónicas y turriculadas del karst tropical se originan únicamente cuando se desarrollan en rocas carbonatadas de composición y potencia parecidas y con similares grados de fracturación.

La mayoría de los geomorfólogos está de acuerdo en las diferenciaciones en función del clima por las diferentes morfologías existentes. Pero los karstólogos han sido incapaces de explicar a qué se deben estos contrastes. Parece que la Geomorfología Climatogénica ha llegado al límite de su contribución y consideran al karst tropical como llanuras de corrosión con colinas aisladas (Ford y Williams, 1989). También otros autores minimizan el parámetro climático (Fenelon, 1974; Gams, 1992; Drogue y Bidaux, 1992; entre otros). Algunos investigadores enfatizan sobre la naturaleza de las calizas, su estructura, vegetación y suelos (Salomon, 2005). Para este autor son necesarias dos condiciones: temperatura media superior a 17-18 °C y precipitaciones anuales por encima de 1.000 mm anuales. Si no se cumplen, no aparecen los paisajes típicos tropicales. Estas condiciones climáticas afectan al suelo y a la vegetación y, por consiguiente, a la producción de CO<sub>2</sub> biogénico y ácidos orgánicos.

La Tabla 6.2. (Gombert, 1995) indica la disolución máxima potencial (DMP) en mm/ka para distintos tipos climáticos. La DMP tiene en cuenta esencialmente la pluviometría y la temperatura anual media y también la producción de CO<sub>2</sub> (agresividad del agua). El autor aplica su análisis a 243 estaciones meteorológicas representativas. De todo ello, se deduce que existe una zonación kárstica, aunque es variable según los criterios utilizados. El factor climático es el principal y después se deben tener en cuenta la litología y el grado de fracturación (Salomon, 2005).

**TABLA 6.2** Media de la disolución potencial máxima (DMP) por tipo climático (Gombert, 1965).

Tipo climático	DMP mm/ka	Superficie (%)	Número de estaciones
Desértico	3,4	23	20
Montaña	50,9	5	12
Polar	42,5	15	12
Frío	29,4	19	35
Templado frío	36,6	6	38
Templado cálido	31,9	4	23
Mediterráneo	88	2	26
Subtropical	21	9	24
Tropical	92,7	8	25
Ecuatorial	88,2	9	28
TOTAL/MEDIA	40,6	100	243



El **karst de las regiones frías** ha comenzado a conocerse en la segunda mitad del siglo XX. En esta época se puso de manifiesto la presencia de fenómenos hidroquímicos intensos y la importancia de la denudación química (Pulina, 2005). Estas afirmaciones tienen como base los trabajos del polaco Pulina en Siberia oriental en la década de 1960 y los de otras regiones sometidas a permafrost, en las que erosión química tiene una importancia similar a los de las regiones templadas (Pulina, 1974; Muir y Birot, 1977).

En los continentes, las zonas frías engloban tanto las montañas tipo alpino de diversas latitudes como las zonas polares. Fenómenos similares a los kársticos también se desarrollan en los glaciares alpinos y subpolares. El conocimiento de las grutas glaciares se remonta a finales del siglo XIX por las investigaciones de los espeleólogos franceses Martel y Forel.

En las regiones polares y subpolares se constata que son raras las grandes morfologías kársticas. Se trata de formas fósiles antiguas (paleokarst) que han evolucionado y se han transformado y, otras veces, los glaciares han preservado, inhibido o destruido las formas kársticas (Ford, 1983). El micromodelado kárstico que se forma bajo la vegetación de tundra presenta una mala conservación por el intenso influjo de la helada. En ocasiones, se encuentran agrupaciones de dolinas de colapso en yeso (Eraso *et al.*, 1995). Se trata de zonas con un karst subterráneo en yeso o calizas afectado por aguas termales. Bajo la influencia de los climas subpolares, se desarrollan mejor los micro y mesomodelados kársticos, como se observa en las costas escandinavas.

En las regiones de permafrost el relieve kárstico está muy bien desarrollado. Muchas de las depresiones cerradas existentes (lagos de deshielo, alas, etc.) se describirán en el capítulo de Geomorfología de las regiones periglaciares y se deben al proceso de termokarst o fusión del permafrost. No obstante, existen numerosas formas kársticas como las descritas por Pulina y Trzcinski (1996), Eraso *et al.* (1995) y Pulina (2005).

El relieve kárstico de la zona de ablación de los glaciares difiere de las morfologías kársticas de las regiones polares y de permafrost. Se parecen a las morfologías del karst clásico (Dinárides), pero se diferencian en su velocidad de evolución (Pulina, 2005).

Es importante señalar la incidencia de los procesos glaciokársticos en la formación de los modelados kársticos polares, así como en el endokarst de los macizos calizos. Barrère (1964) ha discutido la interacción de los procesos glaciares y kársticos en los Pirineos. Los circos glaciares han sido transformados por disolución en depresiones cerradas a las que denomina dolinas-circo. Las mismas formas describe Miötkke (1968) en los Picos de Europa, España. Muchas depresiones cerradas se crearon durante la sedimentación glacial y proglacial de detritos clásticos (Ford, 1979). Por otra parte, en el dominio alpino es donde se sitúan las simas más profunda del mun-

do (Salomon, 2000). También en estos ambientes se originan dolinas nivales (*kotlici*) cuando no existe permafrost y las precipitaciones de nieve son estacionales. En los Alpes se encuentran 900 dolinas/km<sup>2</sup> (Bauer, 1962).

En el endokarst se tiene un buen desarrollo de la circulación de las aguas subterráneas. Bajo los glaciares polares y, por debajo del permafrost se encuentran aguas subterráneas kársticas. En las islas árticas hay una intensa alimentación de los acuíferos por medio de las «ventanas térmicas» del permafrost. A pesar de la buena circulación de las aguas polares en las regiones kársticas, no se han descubierto grutas de origen reciente. Las entradas de las grutas antiguas están taponadas por el hielo. Sin embargo, en los glaciares subpolares, las grutas son un fenómeno normal (Pulina, 2005).

Como la intensidad de los procesos bioquímicos es escasa, la cantidad de CO<sub>2</sub> biogénico producida es muy pequeña (Smith, 1969) y, por consiguiente, las tasas de disolución química son para Pulina (2005) de 20 mm/ka, menores que las indicadas por Gombert (1995). Sin embargo, en situaciones geográficas y geológicas específicas (aguas glaciares de fusión o presencia de CO<sub>2</sub> de origen juvenil) la disolución química puede ser intensa y comparable a los karsts europeos de latitudes medias.

El **karst de las regiones templadas** corresponde climáticamente con el **holokarst** o karst verdadero de Cvijic (1924b). El ejemplo más representativo y conocido es el Karst Dinárico (Roglic, 1974), en el que se extiende una franja de 600 km a lo largo de la costa del Adriático hasta Albania, penetrando 100 km en el interior. Está cubierto de depresiones cerradas y la superficie de Montenegro tiene un 64% de dolinas. El macizo carbonatado tiene 4.000 metros de potencia de calizas masivas y puras. Las montañas alcanzan alturas de unos 2.000 metros y las precipitaciones en algunas partes son superiores a los 2.500 mm/año. No existen cursos de agua superficiales y el agua circula verticalmente. No son típicas las cuevas horizontales (Sweeting, 1972).

Se diferencian dentro de las regiones templadas, el **fluviokarst** (Cvijic, 1918, 1925; Roglic, 1960; Sweeting, 1972) que se caracteriza por la acción conjunta de procesos fluviales y kársticos. Una gran parte del territorio carbonatado de Europa central y occidental presenta estas características fluviokársticas. En estos, los ríos alógenos compartimentan los macizos kársticos. La potencia de las calizas y la superficie de afloramiento es menor, por lo que el desarrollo del flujo subterráneo no tiene tanta importancia, como en el holokarst, debido a que está condicionado por los niveles de base fluviales. A la corrosión se une una importante erosión mecánica por los cursos fluviales. Son frecuentes las gargantas, dolinas, poljes, valles ciegos, en saco y secos (Sweeting, 1972). También son importantes por la existencia de cuevas, que se originan con frecuencia en el contacto con un nivel impermeable. Las dolinas alcanzan su mayor desarrollo en superficies de aplanamiento, en las que la jerarquización



del drenaje está dificultada por la planitud. Las superficies en este tipo de karst están cubiertas en parte por detritos procedentes de la descarbonatación de calizas impuras.

Las zonas áridas se caracterizan por tener una precipitación anual inferior a 500 mm (Grove, 1977). En el **karst de las regiones áridas**, como consecuencia de la escasa o nula vegetación, la cantidad de  $\text{CO}_2$  existente es muy pequeña e inhibe el desarrollo del karst si las precipitaciones son inferiores a 250-300 mm (Sweeting, 1972). Por consiguiente, si encontramos morfologías kársticas carbonatadas por debajo de estas cifras, debemos interpretar que esas formas se produjeron en etapas de mayor precipitación que la actual. En los medios áridos e hiperáridos, en los que se recogen menos de 200 mm, la disolución de las calizas es prácticamente negligible y se limita a microdisoluciones superficiales, denominadas vermiculaciones (Fig. 6.7).

La escasez de precipitaciones trae consigo que las aguas se carguen de iones solubles y que precipiten por evaporación en ambientes muy dispares. Además los pH en las zonas desérticas son muy alcalinos. El proceso de precipitación más importante es la evaporación, que favorece la pérdida de  $\text{CO}_2$ , al concentrarse las disoluciones y se llega a precipitar el  $\text{CaCO}_3$  (Pentecost, 2005).

En varias grutas de zonas áridas y semiáridas se midieron humedades relativas que fluctuaban entre 38 y 100% (Jennings, 1983). Por otra parte, en la región de Jerusalén las estalagmitas de las grutas fueron formadas en un endokarst más húmedo que el actual (Frumkin, Schwarcz y Ford, 1992).

Uno de los ejemplos señalados por Salomon (2005) es el karst de la llanura de Nullarbor (Australia) (Lowry y Jennings, 1974), con 400 mm de precipitación en el litoral y 150 mm en el interior, que se desarrolla sobre calizas eocenas y miocenas. Presenta grandes depresiones kársticas y amplias cuevas de varios kilómetros de longitud. Las calizas de Nullarbor son porosas, débiles desde el punto de vista mecánico, pero el excelente desarrollo en superficie de caliches incrementa la resistencia mecánica de cara al colapso (Williams, 1978). Otro ejemplo lo constituye los Plateaux de l'Adar (centro de Níger). Se encuentran dolinas y uvalas y algunas parecen haberse generado por colapso. Sin embargo, la aridez actual del clima nigeriano no está de acuerdo con la génesis reciente de estas depresiones y más bien son heredadas de periodos paleoclimáticos más húmedos.

En el **karst de las regiones tropicales** las diferencias más significativas con respecto a otros tipos de karst, desarrollados en otros climas, radican en la disolución más rápida de los carbonatos en los trópicos por el mayor contenido de  $\text{CO}_2$  biogénico (Biot, 1954, 1966; Ford y Williams, 1989), también en el intenso abarrancamiento de las laderas debido a las fuertes precipitaciones, que da origen a depresiones cerradas irregulares, y, por último, a la elevada evaporación, que da lugar a la precipitación de

carbonato cálcico de gran dureza sobre las laderas escarpadas, que a menudo se considera como la causa principal de la gran inclinación de las mismas (Sweeting, 1972). Estas formas se desarrollan fundamentalmente en las zonas tropicales con afloramientos calizos existentes en las cadenas alpinas: Grandes Antillas, algunas de las regiones que orlan el Mar Caribe, Sureste de Asia, Indonesia, Nueva Guinea y varias áreas africanas.

Los modelados kársticos tropicales se dividen generalmente en dos tipos: **Kegelkarst (Karst cónico)** y **Turmkarst (Karst de torres)**. La diferenciación se lleva a cabo en función de la morfología de las colinas. En un futuro es posible que la clasificación se base, como parece lógico, en la forma de las depresiones cerradas (Sweeting, 1972). Balazs (1973) propone una diferenciación del karst tropical basada principalmente en la relación altura/anchura y distingue tres tipos: karst de dolinas, karst cónico y karst de torres. Las colinas del karst cónico tienen 30-120 m de altura y una densidad de 15-30 colinas/km<sup>2</sup>, mientras que en el karst de torres las alturas fluctúan entre 100-300 m y su densidad es de 5-10 colinas/km<sup>2</sup>.

Los factores que influyen en el desarrollo de estas morfologías son muy diversos. El tipo de caliza parece que juega un papel importante. Las colinas del karst cónico de Jamaica se localizan en calizas muy diaclasadas (Sweeting, 1958, 1972), mientras que las torres de Puerto Rico (Monroe, 1964b) y las de Sarawak (Malasia) (Wilford y Wall, 1965) se desarrollan en calizas cristalinas con niveles blandos intercalados. La dirección y el buzamiento de las capas afectan al desarrollo de la forma, de tal manera que las colinas se alargan según la dirección, al igual que las depresiones existentes a su pie (dolinas, uvalas, poljes y valles). Igualmente, los planos de rotura afectan de igual manera al desarrollo del modelado.

No existe una relación clara entre la precipitación total y el tipo de karst tropical desarrollado. Verstappen (1964) indica, en sus estudios de Nueva Guinea, que se necesita al menos una precipitación de 1.500 mm para que se desarrolle el karst cónico. En el karst de China (Sweeting, 1995), la región del karst cónico de Shuicheng tiene una precipitación media anual de 1.230 mm y en el área de karst de torres de Guilin, el más espectacular de China, la lluvia anual es de 1.870 mm. Para llevar a cabo comparaciones se necesita conocer también la estacionalidad e intensidad de las precipitaciones, así como la temperatura, ya que las variaciones altitudinales influyen claramente en el desarrollo del karst cónico.

La infiltración del agua está favorecida por la red de diaclasas abiertas, lo que condiciona el drenaje superficial (Salomon, 2005). Además de los ríos alógenos, que suelen tener un gran caudal, la red de drenaje está constituida por valles secos, valles ciegos que mueren en un ponor y valles en saco que nacen en una surgencia. Las formas superficiales acompañantes son lapiaces libres y cubiertos, dolinas de diversos tipos, uvalas y poljes. La rápida



y elevada infiltración del agua en el interior del macizo kárstico desarrolla un importante sistema de galerías, predominantemente horizontales, que encierran una larga y compleja historia del desarrollo del karst tropical (Barbary *et al.*, 1991; Sweeting, 1995). Estas cavidades se generan más fácilmente en la zona de oscilación del nivel freático, que es donde se produce una mayor disolución (Jennings, 1985).

El **karst cónico** se caracteriza por numerosas colinas cónicas o hemiesféricas (Fig. 6.17), separadas por depresiones cerradas, denominadas **cockpits** en Jamaica (Sweeting, 1958). En Java, la densidad de estas colinas es de 30 conos/km<sup>2</sup> (Lehmann, 1936). La altura de los conos fluctúa en diferentes lugares del mundo y en Jamaica se encuentran los de mayor altitud con 100-130 m y hasta 500 m de diámetro (Day, 2004). Las laderas presentan inclinaciones entre 40° y 60°. Los conos pueden ser simétricos o asimétricos, debido al control del buzamiento de las capas o a la fracturación. Con frecuencia, las laderas pueden estar cubiertas de una costra caliza muy resistente, que alcanza potencias de 5-10 m en Puerto Rico (Monroe, 1966). Se originan después de breves tormentas en las que el agua cargada de CO<sub>2</sub> disuelve, se evapora y precipita CaCO<sub>3</sub>, sobre todo en las laderas orientadas a barlovento. La cumbre de los conos puede estar afectada por una depresión alargada de hasta 100 m, denominada zanjón en Puerto Rico, que resulta de la disolución y ensanchamiento de un plano de fisibilidad, por lo que se trata de un lapiaz estructural.

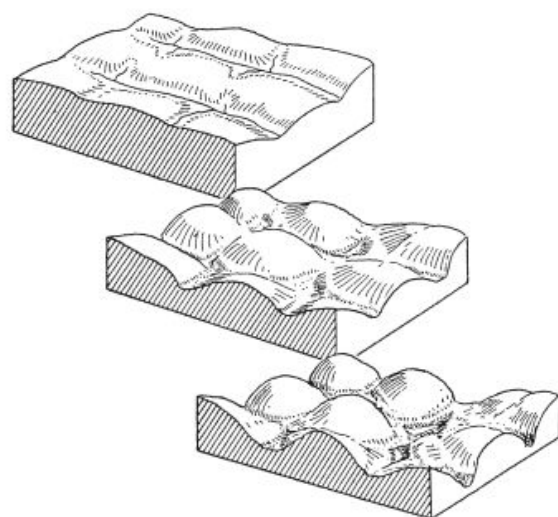
Los **cockpits** son depresiones cerradas con forma estrellada, que se desarrollan al pie de los conos y están separados unos de otros por collados. Esta morfología se debe a los intensos aguaceros tropicales que abarrancan las laderas. Los trabajos sobre morfometría en el karst cónico de Nueva Guinea parecen confirmar esta interpretación (Williams, 1972). Este autor lo denomina karst poligonal, por los polígonos resultantes de su análisis morfométrico. A veces, los **cockpits** se orientan según líneas de fracturación. Cuando se produce la coalescencia de varios **cockpits** se genera un **glade** (Sweeting, 1958, 1972), denominación jamaicana equivalente a la uvala de los karst de los climas templados. Estos **glades** pueden tener un fondo irregular, con pequeñas cuencas.

El origen del karst cónico es problemático y se admiten parcialmente las ideas de Lehmann (1936) desarrolladas para el karst de Java (Fig. 6.50). Comienza por una superficie aplanada que se abomba por actividad endógena. Esta variación del relieve produce un rejuvenecimiento del drenaje, que se manifiesta por una fuerte incisión de los barrancos en las calizas. La etapa posterior consiste en un desmembramiento con desarrollo de depresiones cerradas y generación de los conos, debido a que la disolución química es mayor que la erosión fluvial. Esta hipótesis es admitida fundamentalmente para las últimas etapas de su evolución. Es posible, como señala Sweeting (1972), que un mejor conocimiento de las de-

presiones debe proporcionar nuevos datos para intentar resolver la génesis del karst cónico.

El **karst de torres**, de 200 m de altura y 500 m de diámetro (Day y Tang, 2004), también se denomina karst de pináculos y en las Grandes Antillas de habla hispana, karst de mogotes (Fig. 6.51) o de pepinos. Se desarrolla en el área del Caribe, Indonesia, Nueva Guinea y, sobre todo, en el sureste asiático (Fig. 6.52), donde al sur de China y norte del Vietnam alcanza una extensión de 600.000 km<sup>2</sup> (Sweeting, 1972). El karst de torres está constituido por colinas escarpadas, unas veces aisladas y otras agrupadas, que pueden superar los 300 m de altura. Las torres suelen estar rodeadas por un río, lago o una llanura aluvial.

Se reconocen dos tipos principales de karst de torres (Sweeting, 1972). El primero está constituido por llanuras aluviales con calizas infrayacentes sobre las que destacan las torres carbonatadas (Fig. 6.53). En el otro tipo, las torres surgen de una llanura de rocas no calcáreas, como granito en el centro de Jamaica (Sweeting, 1958, 1972) y Malasia (Jennings, 1985). El karst de torres de Guilin (China) es el más espectacular y se desarrolla sobre una formación de 2.600 m de calizas del Devónico medio y superior y Carbonífero superior (Sweeting, 1995). Se distinguen dos variedades (Yuang, 1987): *fengling*, que es el más extenso y corresponde a torres aisladas de paredes abruptas, las cuales surgen de superficies calizas aplanadas cubiertas de aluviones cuaternarios. El *fengcong* está constituido por un conjunto de torres agrupadas, que se elevan sobre un basamento rocoso. La forma y el grado de inclinación de las laderas dependen del tipo de caliza. En las calizas cristalinas se elaboran los picos aislados escarpados y en las dolomías las formas domáticas. En el área de Guilin, el estudio estadístico de las torres pone de manifiesto que su altura media es de 74 m y la densidad de 1,23-1,59 torres/km<sup>2</sup>. En el *fengcong* las



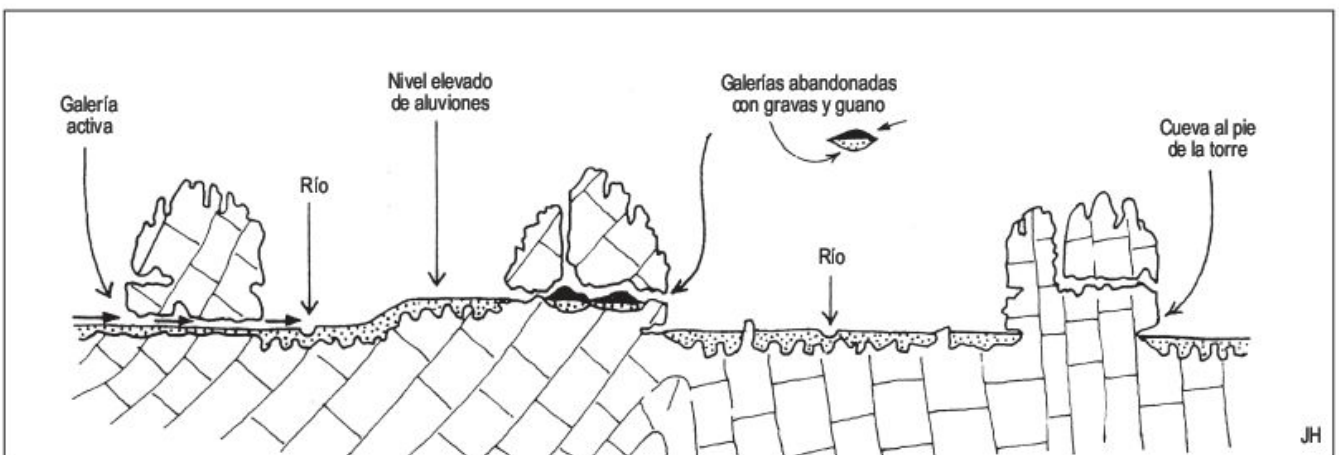
**FIGURA 6.50** Evolución del karst cónico en Goenoeng Sewoe, Java (Lehmann, 1936).



**FIGURA 6.51** Mogotes en el karst de Sierra de los Organos, sierras más occidentales de Cuba. La llanura forma parte del polje de Viñales. Foto J. L. Peña.



**FIGURA 6.52** Karst de torres. Mulu. Malasia. Foto F. Gutiérrez



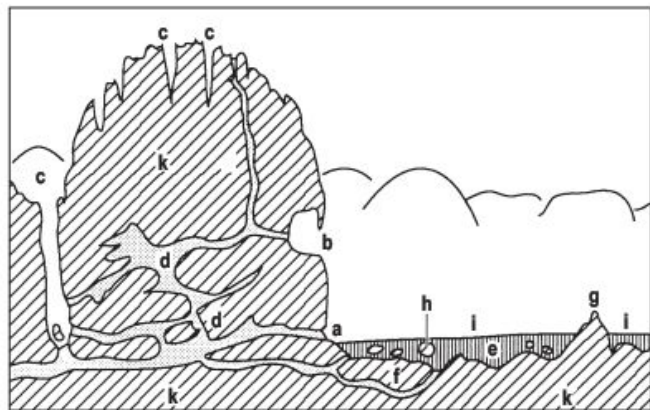
**FIGURA 6.53** Corte esquemático del karst de torres del valle de Kinta, Malasia (Jennings, 1985).



torres se sitúan en zonas elevadas y la inclinación de las laderas fluctúa entre 30° y 70°, según el tipo de roca sobre los que se elaboran. Entre los picos se localizan depresiones de tamaño diverso y algunas llegan a alcanzar varios kilómetros de largo; las laderas de estas depresiones son escarpadas y se interpretan como antiguos valles fluviales (Sweeting, 1995).

En general, los distintos karsts de torres están controlados por la fracturación, que afecta a estos monolitos desarrollando numerosos bogaz y corredores muy profundos (Fig. 6.54). También se reconocen dolinas de paredes abruptas, debidas posiblemente a colapsos de cavidades. En la superficie de las torres tiene lugar la precipitación de  $\text{CaCO}_3$ , que genera costras calcáreas, de 1-2 m de potencia, de gran resistencia a la erosión, que fueron estudiadas por primera vez en Puerto Rico (Monroe, 1964b, 1966). Este depósito protege a las torres contra la corrosión kárstica, por lo que la evolución de la ladera es muy lenta y permite que perduren estas formas.

En las torres, tipo *fengling*, se desarrollan a su pie lagos, zonas cenagosas y llanuras fluviales. El contacto con



**FIGURA 6.54** Características morfológicas de las torres del karst de la Sierra de los Organos (Cuba). a: cueva activa al pie de la torre; b: cuevas abandonadas con espeleotemas; c: fracturas profundas karstificadas; d: cuevas vadasas relacionadas con antiguos niveles de llanura; e: fondo de valle aluvial; f: cuevas freáticas subfluviales; g: promontorios calizos; h: bloques sueltos de caliza; i: superficie de la llanura frecuentemente inundada; k: torre de caliza (Lehmann, 1955).

la base de la torre se caracteriza por una gran actividad geomorfológica. Se reconocen acanaladuras horizontales, próximas al pie del escarpe, de cientos de metros de longitud, que indican antiguos niveles lacustres o fluviales. En relación con las acanaladuras se encuentran laderas extraplomadas, que suelen colapsar. Pero el rasgo más común es la presencia de cavidades en el contacto torre-llanura con surgencias de agua vadosa o freática, que acelera la disolución de las calizas en esta zona y como respuesta las laderas se hacen más escarpadas. Esta zona de zapamiento basal puede enfatizarse con la erosión fluvial. Si cesa esta actividad disminuye el ángulo del segmento basal de la ladera (Gerstenhauer, 1960) y la torre se degrada.

En el karst de Guilin (sur de China) las cavidades se desarrollan más profusamente en las calizas cristalinas. Normalmente son galerías más o menos horizontales con grandes cámaras de colapso, que se disponen en número diverso a diferentes alturas. Los tres primeros niveles de cavidades, situados a  $\pm 0$ , 7-15 y 25-35 m sobre el nivel del agua, se reconocen en toda la región de Guilin, pero se desarrollan otros sistemas de galerías a 50, 90, 150 e incluso 300 m. Las cavidades más bajas son las más recientes, mientras que las situadas a mayores alturas son de edad más antigua. Esto indica que las torres han ido creciendo a medida que la llanura se ha rebajado fundamentalmente por corrosión kárstica. Se cree que la evolución comienza en el Plioceno superior. Presentan restos humanos del Pleistoceno medio en la galería de 90 m (*Gigantopithecus*). Se dispone de numerosas dataciones de edades absolutas, realizadas básicamente por U/Th y  $^{14}\text{C}$ . El estudio paleomagnético indica que los sedimentos de una cavidad tienen por lo menos 900.000 años (Sweeting, 1995).

Las llanuras se originan por aplanamiento por disolución de las calizas bajo sedimentos aluviales o zonas lacustres o palustres. Esta superficie aplanada está controlada por las oscilaciones del nivel freático (Ford y Williams, 1989). Se equiparan a las llanuras marginales o de borde de los fondos de los poljes de las regiones templadas. Para Thomas (1994b) y Twidale (2004) su evolución es similar a la de una llanura grabada, en la que el rebajamiento de la superficie de la llanura va acompañado por el crecimiento de la torre.

## 6.10 Karst de evaporitas

Los depósitos de evaporitas se forman en mares, *lagoons* y lagos interiores, en los que la evaporación es superior a la escorrentía superficial y subterránea. Si se concentra la disolución pueden precipitar en función de su producto de solubilidad y dar origen a las denominadas evapo-

ritas, tales como yeso, anhidrita y halita (Klimchouk, 2004b). El yeso y la anhidrita cubren grandes extensiones en Ucrania, Estados Unidos y Europa en diapiros, formaciones estratificadas (karst interestratal, Ucrania) y bajo un manto de aluviones (karst cubierto, Zaragoza). El



karst de halita solo puede observarse en regiones de gran aridez por la perforación de diapiros salinos, como Mount Sedom, Mar Muerto (Israel). A partir de la década de 1970 se ha incrementado el estudio de los procesos kársticos en evaporitas (Klimchouk, 2004b). La disolución en agua de las evaporitas es mucho más simple que los procesos que disuelven los carbonatos y dependen de su coeficiente de solubilidad, de la interfase entre fase sólida y disolvente, del tiempo de contacto y de la temperatura (Jakucs, 1977).

Los principales factores que controlan los procesos de karstificación de evaporitas aparecen reflejados en Gutiérrez y Gutiérrez (1998), Klimchouk (2000b), Jeschke *et al.* (2001) y Gutiérrez *et al.* (2008): (1) composición de las evaporitas y de los acuíferos adyacentes (litología y mineralogía). (2) Estructura y textura de las rocas solubles y los acuíferos adyacentes. (3) Cantidad de agua fluente en contacto con las evaporitas y sus propiedades físico-químicas (incluyendo índice de saturación y temperatura). (4) Régimen del flujo y condiciones del agua subterránea (laminar o turbulento, freático o vadoso). (5) Variaciones del nivel freático (o nivel piezométrico).

### 6.10.1 Disolución de las evaporitas

La solubilidad de la halita ( $\text{NaCl}$ ) es muy alta y depende muy poco de la temperatura y su solubilidad es  $6,7 \cdot 10^{-1} \text{ mmol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  (Alkattan *et al.*, 1997). La evaporita más frecuente es el yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) que se disuelve rápidamente a velocidades entre  $1,5 \cdot 10^{-5}$  y  $5 \cdot 10^{-5} \text{ mmol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  (Navas, 1990), mientras que el valor de la anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ) es  $6 \cdot 10^{-6} \text{ mmol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ . Si la anhidrita se pone en contacto con agua se unen dos moléculas de agua a la red cristalina para formar yeso. El proceso trae consigo un incremento de volumen de 1.557 veces (Biese, 1931). Este aumento trae como consecuencia que se deforme intensamente la estructura de las rocas, plegándolas y fracturándolas. Las curvas de disolución del yeso y de la anhidrita en función de la temperatura son de tipo campaniforme, con un máximo de disolución para el yeso de  $40^\circ\text{C}$  y, a  $58^\circ\text{C}$  a 1 atm, el yeso pierde su agua de cristalización hasta que se transforma en anhidrita (Blount y Dickson, 1973). La halita incrementa su solubilidad con la temperatura y el efecto del ión común disminuye su solubilidad (Frumkin, 2000a).

### 6.10.2 Modelado kárstico desarrollado en evaporitas

Los depósitos de evaporitas se forman en mares, lagones y los lagos endorreicos cuando el agua se evapora y precipitan las sales en función de su producto de solubilidad. Las evaporitas más frecuentes son yesos, anhidrita y halita y otras sales que a veces le acompañan. La halita es

difícil que aflore a causa de su elevada solubilidad y solo se puede encontrar en ambientes de gran aridez. Aflore en regiones como el Valle de la Muerte, Mar Muerto, en Qinghai (*plateau* del Tibet) y en las islas canadienses del Alto Ártico (Ford y Williams, 1989), o en minería de sales a cielo abierto. La sal en estos medios áridos forma lapiaz, dolinas, simas y cavidades endokársticas.

El ejemplo mejor estudiado de disolución de sales es el Mount Sedom, en las proximidades del Mar Muerto, en donde se registra una precipitación de unos 50 mm/año (Frumkin, 1994, 2004; Frumkin y Ford, 1995). Las sales forman parte de un diapiro alargado (11 por 1,5 km), que está constituido por sales del Cenozoico Superior y crece a una velocidad de 6-7 mm (Frumkin, 2000a). Al aflorar se produce la disolución de los cloruros quedando una montaña tabular de 50 m de potencia constituida por anhidrita, dolomita y sedimentos clásticos con núcleo dominante de sales cloruradas (Frumkin, 2000a). En la superficie de la montera se desarrollan dolinas de colapso y simas, algunas conectadas con una importante red de galerías subterráneas (Fig. 6.55). Los colapsos en sal y yeso son comparables con los de las calizas, pero se de-



**FIGURA 6.55** Entrada en una cavidad del karst de halita donde se observan colapsos y bloques en el fondo. Mount Sedom. Mar Muerto. Israel.



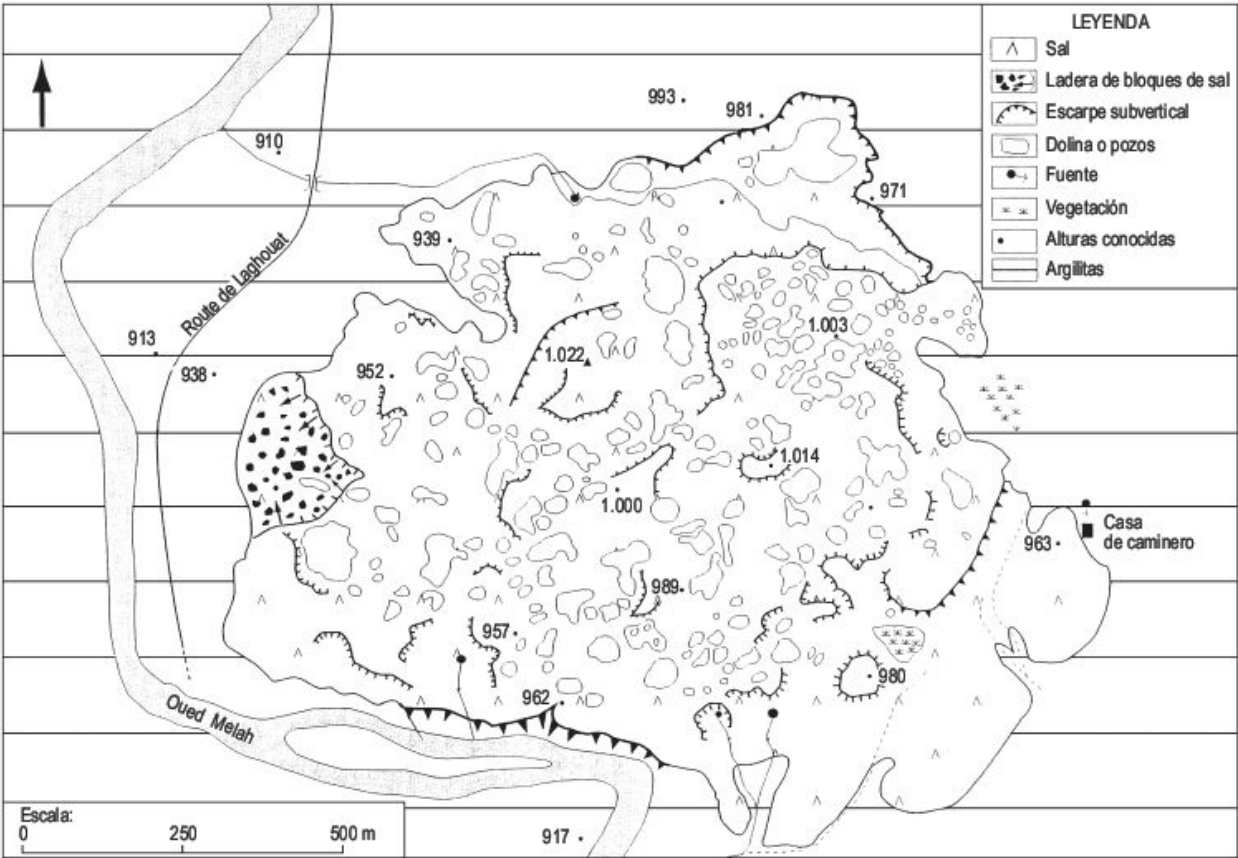
sarrollan con menor resistencia mecánica. Los conductos de brechas (*breccia pipes*) se relacionan con estructuras relacionadas con disolución profunda (Waltham, 1989; Waltham *et al.*, 2005). Las cavidades son holocenas (Frumkin *et al.*, 1991) mientras que las más antiguas se han destruído paulatinamente por disolución y colapso.

La red de cavidades alcanza 90 km (Frumkin, 2000b). Los cloruros aflorantes presentan espectaculares lapiaces, a veces cubiertos por polvo desértico.

En el diapiro salino de Cardona (noroeste España) también se desarrollan espléndidos lapiaces (Fig. 6.56). El diapiro es el mayor afloramiento de sal de Europa oc-



**FIGURA 6.56** Rillenkarren en halita, con finas intercalaciones de arcillas. Explotaciones salinas de Cardona, Cataluña, España. Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 6.57** Esquema geomorfológico del Rocher de Djelfa (Argelia).



cidental y tiene una superficie de 0,9 km<sup>2</sup>. Las rocas salinas están atravesadas por el meandro del Río Cardener. Tienen un buen desarrollo endokárstico y la cueva más conocida es la Forat Micó, descubierta en 1967, que tiene 600 m de larga (Cardona, 1989-90; Cardona y Viver, 2002; Gutiérrez *et al.*, 2004, 2008). Lucha *et al.* (2008b), basado en un inventario de 178 dolinas, estima que la probabilidad mínima de generación es de 4,7-8 dolinas/km<sup>2</sup> año.

El domo de sal de Djelfa (Argelia) (Fig. 6.57) se encuentra en una zona árida, en una plataforma alrededor de 1.000 m y presenta numerosos campos de dolinas en pozo de elevada densidad y surgencias próximas al contacto de las sales con la roca encajante (Salomon, 2000).

Los espeleotemas de evaporitas están controlados por la evaporación. Los espeleotemas de halita son mucho menos abundantes que los de sulfatos (Forti y Hill, 2004). Los espeleotemas de evaporitas tienen casi las mismas

formas que los espeleotemas de calcita, pero por lo general su estructura es fibrosa o filamentosa. En los espeleotemas de evaporitas las estalactitas se desvían hacia la corriente de aire, donde tiene lugar la máxima evaporación (Frumkin y Forti, 1997).

El karst aflorante y el karst cubierto en yeso tienen formas similares a las de las rocas carbonatadas (Waltham *et al.*, 2005). Los afloramientos de yeso (Fig. 6.58) solo perduran en climas áridos y el sistema fluvial está formado por valles de fondo plano secos. Los lapiazes desarrollados sobre los yesos son del tipo en regueros (*rillenkarren*) y en escudilla (*knupkarren*) (Fig. 6.59), aunque también se encuentran kamenitzas y klufkarren (White, 1988; Macaluso y Sauro, 1996).

El tamaño de las dolinas de disolución en yeso fluctúa entre más de 100 m de diámetro y unos pocos metros de profundidad (Sauro, 1996), formando depresiones cerra-



**FIGURA 6.58** Yesos miocenos aflorantes afectados por una red de fracturación. Proximidades de Calatayud, provincia de Zaragoza. Fosa de Calatayud, Cordillera Ibérica (España).



**FIGURA 6.59** Rillenkarren y knupkarren en un nódulo secundario de yeso alabastrino. Bujaraloz, provincia de Zaragoza. Depresión del Ebro (España).



das de subsidencia (dolina de substrato soluble por flexión). En los extensos afloramientos de yeso miocenos de los alrededores de Zaragoza son muy escasas las dolinas; por el contrario, si los yesos están cubiertos por material aluvial en pequeños valles o en la llanura de inundación del río Ebro, la karstificación subyacente adquiere una singular importancia con el desarrollo de dolinas por procesos de flexión, sufosión y colapso (Fig. 6.60). Las dolinas de colapso son muy frecuentes en la Depresión del Ebro (Gutiérrez y Gutiérrez, 1998), pero al sureste de Calatayud se desarrollan dos enormes dolinas de 4,4 y 12 km<sup>2</sup> en las que subsidieron 200 m de cubierta miocena (Gutiérrez, 1996).

La disolución del substrato evaporítico bajo los aluviones del río Jalón, en Calatayud, y de los ríos Ebro y Gállego genera una importante subsidencia en los alu-

viones a lo largo del Cuaternario, alcanzándose potencias en los depósitos de terraza de más de 100 m, en los que se pueden reconocer importantes discordancias angulares (Fig. 6.61) (Gutiérrez y Gutiérrez, 1998; Benito *et al.*, 1998a, 2000; Gutiérrez *et al.*, 2001, 2008; Guerrero *et al.*, 2004, 2006). También al atravesar el río Noguera-Ribagorzana los yesos del Anticlinal de Barbastro-Balaguer, las terrazas sufren un engrosamiento de hasta 110 m (Lucha *et al.*, 2008).

Son frecuentes las dolinas de colapso en el karst interestratal de Ucrania (Fig. 6.62). En la cuenca del río Iren (Pre-Urales, Rusia) se tiene un ejemplo típico de un modelado kárstico interestratal con una cobertera delgada y permeable (Fig. 6.63). Las dolinas han evolucionado por diferentes mecanismos: como una cavidad simple de hundimiento; como estructuras en artesa verticales

**FIGURA 6.60** Dolina de cobertera por colapso, que da entrada a una cavidad. Se forma sobre limos yesíferos compactados próximos a la superficie. La Puebla de Alfindén, provincia de Zaragoza. Depresión del Ebro (España).



**FIGURA 6.61** Discordancia aluvial dentro del conjunto de aluviones engrosados por subsidencia del Río Jalón. Calatayud, provincia de Zaragoza (España).







**FIGURA 6.62** Dolina de colapso en el karst interestratal de yesos miocenos. Colapso de Dankiutsy, Ucrania.



**FIGURA 6.63** Paisaje típico de un área kárstica en yesos en la cuenca del río Iren, Pre-Urales, Rusia (Klimchouk y Andrejchuk, 1996a).

(*vertical through structures*) y otras producidas por su-fosión. Las dolinas más antiguas están fosilizadas y es-tabilizadas. Algunas dolinas se reactivan y se generan nuevas formas, frecuentemente superpuestas a otras más antiguas. Los campos de dolinas resultantes son poli-genéticos y llegan a ser muy complejos. Las dolinas pueden llegar a cubrir el 30% del área (Klimchouk y Andrejchuk, 1996a).

El karst interestratal de Sorbas (provincia de Almería, España) se localiza en una cuenca intermontana de las Cordilleras Béticas y está constituido por una secuencia de yesos y margas del Mesiniense. La precipitación es

menor de 250 mm y la temperatura media anual es de 18°C. En un área de 10 km<sup>2</sup> se localizan casi 100 dolinas (Calaforra y Pulido-Bosch, 1996, 1997; Calaforra, 1998). En la zona de Ripon, North Yorkshire, Inglaterra, en una pequeña área de 6 km<sup>2</sup>, se desarrollan en un karst interestratal en materiales del Pérmico, dolinas de hasta 80 m de diámetro y 30 m de profundidad, generadas por colapso a partir de un sistema de cavidades en yeso (Cooper, 1988; Cooper, 1995).

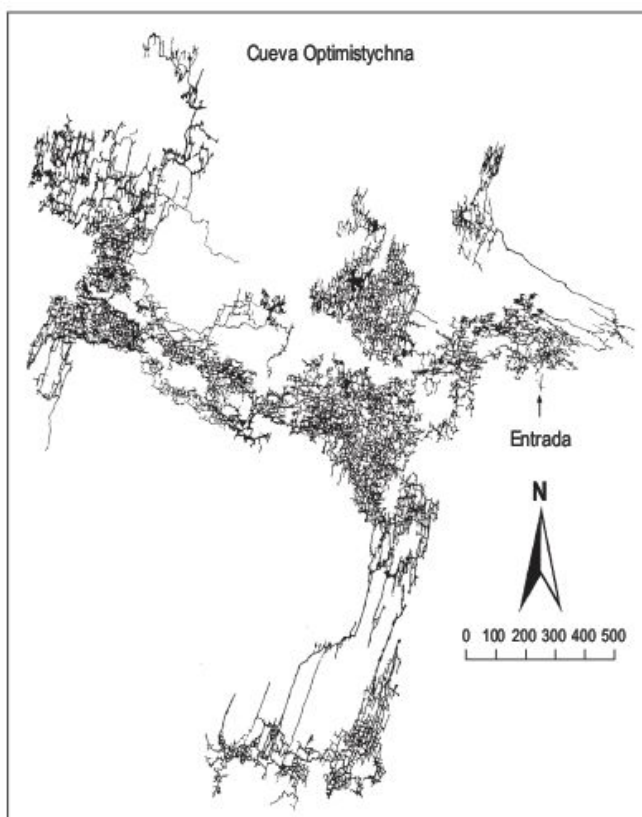
Las **cavidades kársticas en yeso** se desarrollan en formaciones de diferentes edades de distintas partes del mundo (Klimchouk, 2000b). La cinética de las reacciones es la principal diferencia de los procesos de disolución de carbonatos y evaporitas. La disolución de los yesos está controlada fundamentalmente por la difusión a través del límite de la capa. Las cuevas se forman únicamente cuando los gradientes son muy altos, los ensanchamientos son grandes y/o cuando se producen circunstancias de rotura (Klimchouk, 2004c). En condiciones freáticas no confinadas, las cuevas se desarrollan cuando las anchuras iniciales de las trayectorias de los flujos son lo suficientemente grandes para permitir la rotura, bajo un gradiente hidráulico determinado. Las condiciones freáticas artesianas son desfavorables en general para la espeleogénesis e incluso más para el yeso.

El más conocido y extenso sistema de cavidades en yeso se encuentra en Ucrania, con once cavidades que superan los 2 km. La mayoría de ellas localizadas al norte del río Dniester. Algunas de las cuevas se hicieron accesibles a partir de canteras de yeso. Las cuevas de la región son auténticos laberintos desarrollados a lo largo de fisuras muy verticales que conectan con extensas redes situadas a diferentes alturas. Alcanzan una densidad media



de  $164 \text{ km/km}^2$ , cuya relación corresponde al cociente de las longitudes de las cavidades dentro de un área determinada. La Optimitichescaja Cave es la más larga del mundo en yeso (Fig. 6.64) y la segunda del mundo en todo el karst (Klimchouk, 2005).

Los **espeleotemas de yeso** presentan claras diferencias morfológicas con los de calcita, a causa de que su mecanismo genético es distinto e implica una sobresaturación debida a evaporación. Las estalactitas de yeso se presentan contorsionadas y ramificadas. En éstas, los espeleotemas se desvían con la presencia de vientos constantes (Forti, 1996). Los espeleotemas de yeso y otros minerales de sulfato presentan una gran variedad de formas, dependiendo de la velocidad de crecimiento y área fuente de agua. White (2005) diferencia: 1) cristales en bloques (*bulk*) (yeso del suelo, dentado y acicular); 2) costras yesíferas (granulares y fibrosas); 3) yeso fibroso (flores de yeso, cabello de ángel y algodón de cavidad). Las estalactitas, en las cavidades italianas, son frecuentes, pero no así las estalagmitas. En áreas áridas, las estalagmitas son más frecuentes que las estalactitas (Calaforra *et al.*, 1992). Como la evaporación es el mecanismo dominante en las cavidades yesíferas, muchos tipos de espeleotemas de las cuevas en caliza, como las excéntricas, no se encuentran en el endokarst de yesos. El clima tiene una influencia casi dominante en el desarrollo de los depósitos químicos en ambientes yesíferos y también en su preservación (Forti, 1996).



**FIGURA 6.64** Mapa de las cavidades de Optimistychna (Ucrania) desarrollada en yeso. Es el endokarst en yeso más largo del mundo (Speleological Club of Aviv, en Klimchouk, 2005).

## 6.11

## Riesgos kársticos, aplicaciones y usos

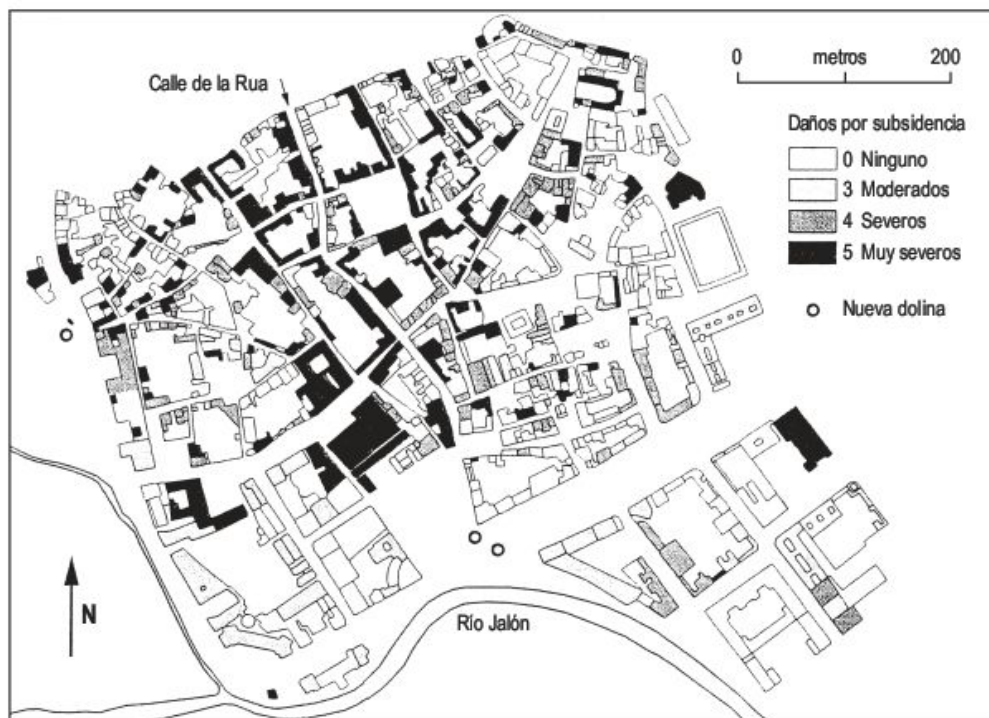
En las últimas décadas se ha potenciado el estudio de las aplicaciones del karst (LaMoreaux *et al.*, 1997; Durán, 1988, 2002; Durán y Burillo, 1989). Cuando los procesos kársticos inciden en el hombre y sus actividades se pueden producir pérdidas humanas y materiales. En estas circunstancias nos encontramos con los riesgos kársticos como, por ejemplo, la pérdida de ovejas y vacas en las simas de los Pirineos; la inundación de los terrenos agrícolas en los poljes y las pérdidas importantes de agua en las presas o vasos de las mismas. En el Este de los Estados Unidos se han producido desde 1950 más de 6.500 dolinas (Newton, 1986).

La extensión de las áreas de rocas karstificables en el mundo es de aproximadamente el 12 % (Ford y Williams, 1989). De ahí la importancia de su estudio. Para analizar los riesgos kársticos es necesario identificar, investigar, predecir y mitigar (Gutiérrez *et al.*, 2008). A estas labores hay que añadir las entrevistas con personas del lugar,

que nos pueden dar datos para la estimación de la probabilidad (Benito y Gutiérrez, 1988).

La karstificación afecta a la **construcción** en numerosos lugares del mundo. En terrenos carbonatados de Pennsylvania (Foose, 1953), de Alabama (Powell y LaMoreaux, 1969), y sobre todo en Florida (Sinclair, 1982; entre otros) se han producido numerosas dolinas de subsidencia. La mayoría de ellas como consecuencia de la extracción de agua. En un inventario de dolinas, llevado a cabo por Williams y Vineyard (1976), concluyen que la mitad de las dolinas se han inducido por la actividad humana. Las pequeñas dolinas por colapso y las de mayor tamaño por subsidencia pueden producir grandes perjuicios a la propiedad (White, 1988). Cuando es relativamente potente el material no soluble, que yace sobre calizas o evaporitas cerca de la superficie, con frecuencia no suele soportar nuevas cargas debidas a la construcción. En este caso, es preciso llevar a cabo cimentaciones pro-





**FIGURA 6.65** Distribución de los daños por subsidencia en edificios de Calatayud, España, debido a disolución y dolinas del yeso infrayacente (Gutiérrez y Cooper, 2002).

fundas sobre la roca competente (pilotajes, *driller piers*) (Waltham *et al.*, 2005). También puede llegar a utilizarse el micropilotaje (Sowers, 1996). Si se origina súbitamente una dolina de colapso puede producir la rotura de las tuberías de gas y agua y dañar seriamente a las conducciones eléctricas, agrietar el edificio o incluso hundirlo (Friend, 2002).

Los daños a la construcción, a causa de la disolución de las evaporitas, son muy importantes, como los acaecidos en Ripon, North Yorkshire, en algunas casas de esta población (Cooper, 1988, 1995, 1998; Cooper y Waltham, 1999). En Calatayud, Zaragoza (España), la población se asienta sobre un abanico constituido fundamentalmente por partículas de yeso (Gutiérrez, 1998) y la disolución del mismo produce basculamientos de los edificios (Fig. 6.65). Las iglesias antiguas aparecen agrietadas y, otras veces, inclinadas (Fig. 6.66). Recientemente, el 10 de noviembre de 2003 se produjo una dolina por colapso, a la entrada de un edificio que afectó intensamente a la cimentación del mismo (Fig. 6.67). Las viviendas fueron desalojadas y aproximadamente un año después el edificio fue derruido. En el pueblo de Orihuela del Tremedal, provincia de Teruel (España), se ha producido un intenso agrietamiento en numerosas viviendas, que han tenido que ser derribadas. La causa del riesgo kárstico se debe a disolución de las evaporitas del Keuper, que en su subsidencia produce la rotura de la red de abastecimiento de aguas, alimentando el proceso de disolución. También la karstificación en evaporitas ha producido el agrietamiento de las casas del pueblo de nueva creación de Puilatós, Zaragoza (España). Estas casas nunca fueron habitadas y



**FIGURA 6.66** Torre inclinada. San Pedro de los Francos. Calatayud, Zaragoza (España).





**FIGURA 6.67** Edificio de viviendas («Casa Azul») y la dolina formada, a la entrada de la casa, el 10 de noviembre de 2003. Posteriormente el edificio fue derruido. Foto F. Gutiérrez.

el pueblo se demolió totalmente. Más dolorosa fue la pérdida de 34 personas por colapsos súbitos en el karst de dolomías de Far West Rand de Sudáfrica (Bezuidenhout y Enslin, 1970).

Los súbitos colapsos pueden producirse instantáneamente, como el caso de Pedreguer (provincia de Alicante) que en la noche de 2 de agosto de 1982 se generó en un campo de naranjos un hundimiento de 73 m de profundidad y parece ser que la causa desencadenante ha sido la extracción de agua (Garay, 1986). También el 17 de enero de 1984 se generó un hundimiento instantáneo en el cauce del Río Piedra, cuyas aguas alimentan las numerosas cascadas del Parque Natural del Monasterio de Piedra. Como consecuencia del colapso, las cascadas dejaron de verter agua, a la piscifactoría no llegaba agua, al igual que al pueblo de Nuévalos (provincia de Zaragoza).

Las **obras lineales** (carreteras, ferrocarriles, canales de riego) se ven afectadas con frecuencia al atravesar zonas de rocas solubles (Fig. 6.68). El riesgo es mucho mayor cuando se trata de evaporitas, ya que la disolución es más rápida (Benson y Kaufmann, 2001). La Autovía A-68, Zaragoza-Logroño, en las afueras de Zaragoza, está afectada por una subsidencia dúctil, que produce asentamiento de la carretera y de las factorías próximas, debido a la disolución de las evaporitas infrayacentes a las gravas fluviales de la llanura de inundación del río Ebro (Fig. 6.70). Esta subsidencia activa ha dado lugar a un cono deprimido, que periódicamente se rellena con aglomerado asfáltico (Fig. 6.71). En marzo de 2003, en el área de Pina de Ebro, la vía del ferrocarril de Alta Velocidad de Zaragoza-Barcelona fue afectada por una dolina de co-



**FIGURA 6.68** Dolina de colapso en los márgenes de la Autovía A-68 de Zaragoza-Logroño. Foto F. Gutiérrez.





**FIGURA 6.69** Carretera intensamente afectada por la rápida disolución de las sales cloruradas del Diapiro de Cardona, Barcelona (España).

lapso de varios metros de profundidad, que dejó al aire las vías del ferrocarril, asentadas sobre el balasto y gravas de terraza con yesos infrayacentes karstificables (Guerrero *et al.*, 2004). La disolución de las sales cloruradas de Cardona (Barcelona) da lugar a numerosos hundimientos y flexiones que afectan espectacularmente a las carreteras (Fig. 6.69) (Lucha, 2008). Ya hemos visto que la presencia de huecos es el riesgo más sobresaliente en los trabajos de construcción de carreteras y se puede deducir en parte por cartografía geológica, ayudada por métodos geofísicos (eléctricos, radar, sísmicos, tomografía y microgravimetría). En un tramo de 50 kms de autopista, que atraviesa la región del karst clásico de Eslovenia, fueron expuestas 300 cuevas (Knez y Slabe, 2004).

El Canal de la Violada, que forma parte de una importante red de irrigación en la Depresión del Ebro, fue afectado en 1954 por la generación de un colapso, de 25 m de diámetro (Riba y Llamas, 1962). Los canales no revestidos como el Canal Imperial de Aragón, suministran agua a los yesos infrayacentes, activando el proceso de karstificación y la generación de dolinas. Estas circunstancias se ponen de manifiesto en la relación existente entre la densidad de dolinas y su proximidad a la red de acequias en el área de Villamayor (Zaragoza). La máxima concentración de dolinas se localiza cerca de las acequias y especialmente en su confluencia (Fig. 6.72) (Benito y Gutiérrez, 1988).

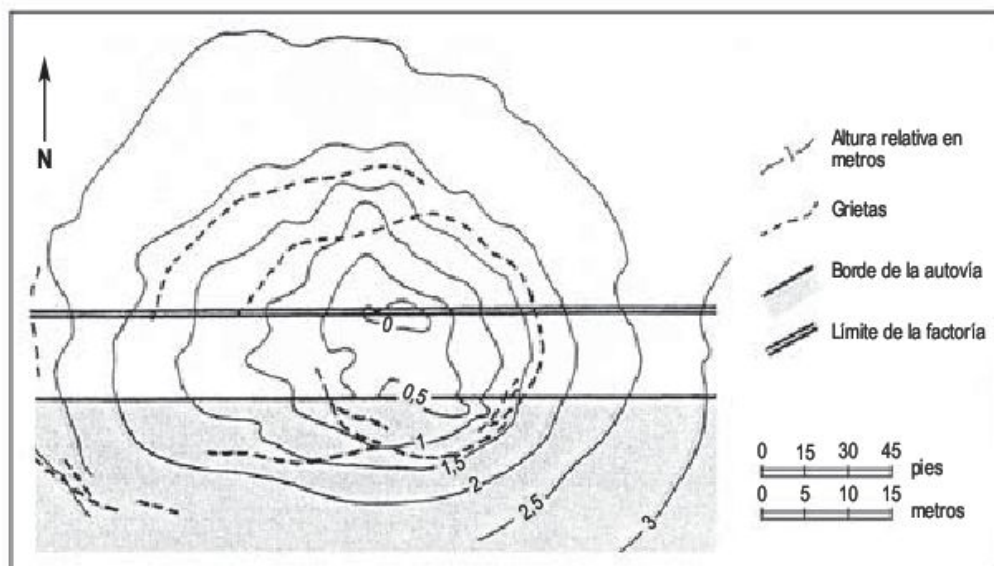
Las grandes presas se construyen para mitigar parcialmente las inundaciones, generar energía hidroeléctrica, suministro de agua a poblaciones, riegos y también para recreo (Milanovic, 2004). Las presas se construyen en angosturas y su construcción puede ser de hormigón



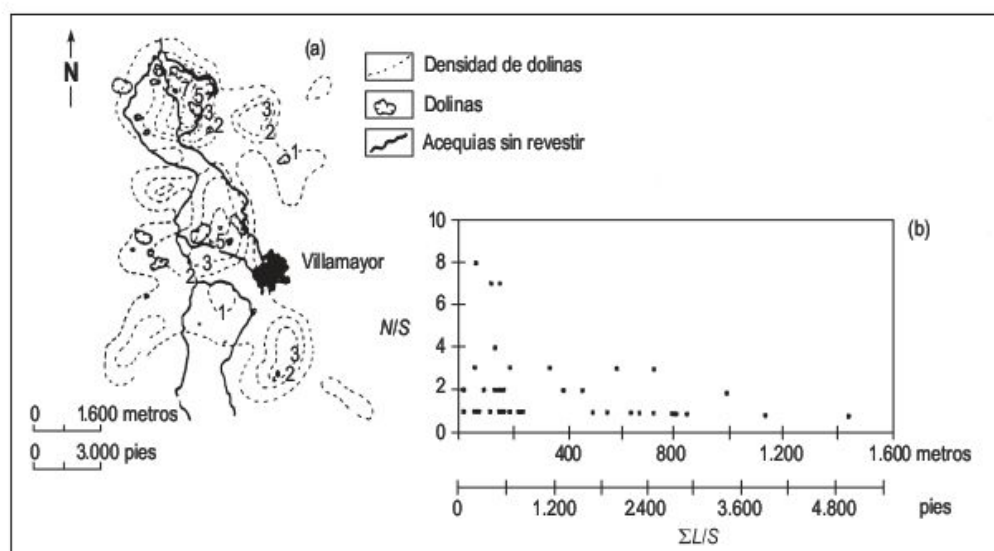
**FIGURA 6.70** Flexión originada por subsidencia kárstica de los yesos infrayacentes a las gravas fluviales. A la izquierda, Autovía A-68, Zaragoza-Logroño. Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 6.71** Cono de subsidencia que afecta a la Autovía A-68, Zaragoza-Logroño, y a una factoría. Este cono se ha rellenado con varios metros de aglomerado asfáltico. La subsidencia calculada es de 25 cm/año (González, 1970, en Benito y Gutiérrez, 1989).



**FIGURA 6.72** (a) Relación entre la densidad de dolinas y la red de acequias no revestidas. (b) Relación entre la densidad de dolinas y su distancia a la acequia más próxima. N: número de dolinas. S: unidad de superficie.  $\Sigma L$ : suma de las distancias de las dolinas por unidad de superficie, respecto a la acequia más cercana (Benito y Gutiérrez, 1988).



o de tierra. Cuando se llena el vaso aumenta la presión hidrostática y el nuevo nivel freático se localiza en las paredes del valle. El principal problema kárstico es la existencia de cavidades, por las que se puede evacuar el agua tanto por la cerrada como por el fondo y paredes del vaso. En los casos de fuga de agua se suele proceder a inyectar lechadas de cemento a través de sondeos (Bruce, 2003), aunque la solución es muy costosa. La presa de Montejaque, Sierra de Libar (Málaga), realizada en la década de 1920 en terrenos kársticos calizos, nunca retuvo agua (Fig. 6.73), ya que estaba situada en el área del Hundiadero, donde se pierden las aguas en un valle ciego y brotan en la cueva del Gato (Fig. 6.39), formando el sistema Hundiadero-Gato. En el karst de evaporitas los procesos de disolución se incrementan considerablemente y los problemas que surgen son mucho más difíciles de afrontar (James, 1992).

Desgraciadamente, en áreas habitadas, muchas dolinas se utilizan como vertederos (Fig. 6.74) y pueden contaminar las aguas kársticas y llegar a producir la **polución** química y/o biológica de las aguas. Los acuíferos kársticos poseen una gran transmisividad (Paukstys y Narbutas, 1996). Esta polución puede ser por fertilizantes, petróleo y sustancias radioactivas (Klimchouk y Andrejchuk, 1996b). Debido a la complejidad de los sistemas kársticos, es preocupante la investigación de lugares para residuos. Las regiones con evaporitas son particularmente desfavorables (Ford y Williams, 1989, 2007).

Los terrenos kársticos activos son buenos reservorios de agua y la **explotación de las aguas** puede presentar riesgos importantes, que se manifiestan por subsidencia dúctil o frágil. Las dolinas están conectadas con acuíferos kársticos de alta transmisividad y los sistemas de cavidades dan lugar a represamientos de agua (Milanovic,



**FIGURA 6.73** Presa en arco de Montejaque, que nunca retuvo agua, Sierra de Libar, provincia de Málaga. España.



**FIGURA 6.74** Vertedero en una dolina en embudo, desarrollada en yesos oligocenos. Alcámpel, provincia de Lérida (España).

2000; Johnson, 2008; Gutiérrez *et al.*, 2008). En algunos lugares, puede afectar a la seguridad de estructuras sensibles, tales como repositorios de residuos radiactivos en New Mexico (LaMoreaux *et al.*, 1997; Hill, 2003). Los acuíferos kársticos constituyen una importante reserva de agua mineral en Estados Unidos y se consumieron en 1885 25 millones de m<sup>3</sup> de agua por día (Peck *et al.*, 1988).

La **agricultura** (Gams *et al.*, 1993) se puede ver afectada por la generación de dolinas de cobertera por colapso, como ocurre constantemente en el karst activo en yesos de los campos de cultivo de Villamayor. Los agricultores conocen perfectamente que después de grandes tormentas se forman dolinas en pozo de hasta 15 m de diámetro y más de 10 de profundidad que producen un fuerte estruendo y, en ocasiones, lanzan partículas al exterior. Con posterioridad las dolinas se rellenan rápidamente con material no soluble. En otros casos, las dolinas

se producen como consecuencia del riego (Benito y Gutiérrez, 1988). La utilización de fertilizantes es una práctica normal en las labores agrícolas y como consecuencia, pueden polucionar acuíferos kársticos. Los poljes son áreas planas en las que se sitúa una intensa agricultura. Pero los poljes pueden inundarse periódicamente, como el polje de Zafarraya (Fig. 6.29), y producen daños irreparables en la agricultura. Un problema similar surgió en la inundación del polje tectónico de Cetinje, Montenegro (Bonacci y Zivaljevic, 1993). La karsificación se produce en calizas dolomíticas y dolomías del Triásico superior. Las precipitaciones del área fluctúan entre 2.300 y 5.000 mm, la media es de 3.500 mm, la más alta de Europa. La intensa karsificación ha destruido la red fluvial superficial, de tal forma que el polje se alimenta de aguas subterráneas. El polje de Cetinje y la ciudad de Cetinje, situada en un *hum*, fueron inundados en el periodo de 16-20 de febrero de 1986. Los po-



nors se convirtieron en *estavelles* y los daños fueron importantes en el patrimonio existente en las partes bajas de la ciudad y también en la agricultura. Para paliar la inundación de los poljes se perforan galerías de evacuación o se crean exutorios artificiales (Nicod, 1972).

Antes de la década de 1940, los sondeos por rotación de petróleo utilizaban agua en la perforación, pero ésta disolvía las rocas solubles. Con posterioridad, las compañías perforadoras utilizan un fluido que no disuelve la sal (Johnson, 2005). La elevada porosidad del karst se considera en la actualidad que juega un importante papel en la emigración de hidrocarburos y en su almacenamiento (Lowe, 2000).

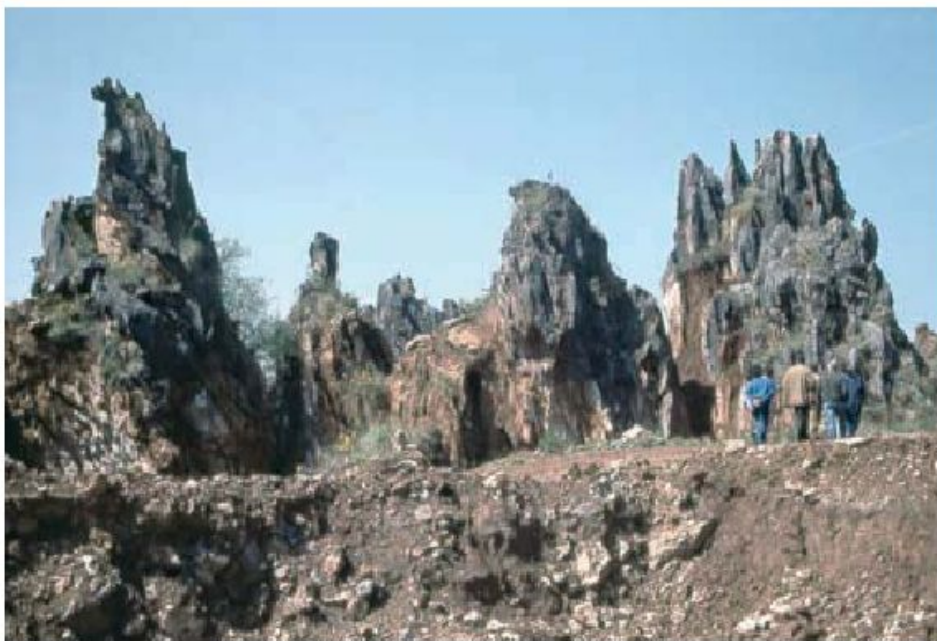
El agua subterránea en algunos casos puede introducir problemas tanto en la **minería** subterránea como en la de cielo abierto y estas dificultades afectan al desarrollo de la explotación. Por ello, es preciso efectuar un estudio hidrogeológico para controlar el papel del agua (Fernández-Rubio, 1976, 1989; Fernández-Rubio y Benavente, 1984). En el karst la minería puede desarrollarse en rocas carbonatadas o en evaporitas (Klimchouk y Andrejchuk, 1996b). En Sierra Menera (Teruel y Guadalajara), los minerales de oxihidróxidos de hierro, objeto de explotación, se han originado en un karst interestratil por karstificación de los carbonatos mixtos de hierro y magnesio, en los que el residuo constituye la mineralización (Fernández-Nieto *et al.*, 1981) (Fig. 5.52). Son muy numerosos los ejemplos en los que la karstificación juega un papel relevante en las mineralizaciones metálicas (Lowe, 2000). Las minas de yeso y cloruros se explotan en galerías subterráneas o en canteras (cortas) y producen impactos si la extracción está por encima de la zona saturada. Sin embargo, si también se extrae agua, el impacto es mucho más complejo e importante, tal como

ocurre en Ucrania occidental (Klimchouk y Andrejchuk, 1996b). Estos autores indican que se han producido inundaciones en la región de Tamansky (Rusia). También son frecuentes los colapsos en las explotaciones subterráneas de evaporitas. Otra forma de explotar las sales consiste en introducir, mediante sondeos, agua hasta la sal, para convertirla en salmuera y bombearla. Esta práctica trae consigo la generación de numerosas dolinas por subsidencia y daños en las casas de Cabezón de la Sal (provincia de Burgos).

Cuando se ha explotado mineral de hierro, originado por la karstificación de carbonatos infrayacentes, como es el caso de las dolomías del Ashgiliense de Sierra Menera, las dolomías cámbricas de Cerro del Hierro (provincia de Sevilla), las dolomías del Aptense de Cabárceno (Cantabria), se produce por exhumación (explotación) el afloramiento de contactos kársticos irregulares, con frecuencia de formas aciculares (Fig. 6.75), similares a las agujas del karst exhumado de Yunan (China). En la actualidad estas minas abandonadas de Cabárceno se han convertido en un parque zoológico, aprovechando las irregularidades del paisaje y las bellas agujas desarrolladas.

El **hombre y las grutas** han constituido una constante unión a lo largo de la historia (Hoyos y Jordá, 1989). Este vínculo lo atestigua el hallazgo de restos humanos en el relleno de las cavidades. El ejemplo más importante lo tenemos en las excavaciones paleoantropológicas de Atapuerca, provincia de Burgos, España (Fig. 6.76) (Bahn, 2004). La edad de los homínidos y artefactos de Atapuerca TD6 es del Pleistoceno inferior. Este nivel (TD6) está por debajo del límite Mayutama-Brunhes, unos 780.000 años (Parés y Pérez-González, 1995; Carbonell *et al.*, 1995). El hombre no ha hecho más que seguir el ejemplo de los animales y cada vez que las

**FIGURA 6.75** Morfología de agujas kársticas en dolomías del Aptense. Estas formas son el contacto entre las rocas carbonatadas karstificadas y exhumadas por la explotación de oxihidróxidos de hierro. Cabárceno, Cantabria (España).







**FIGURA 6.76** Excavaciones paleoantropológicas en el karst fósil en calizas cretácicas. Relleno de la Gran Dolina (TD) (Atapuerca, Burgos, España).

condiciones eran más rigurosas se refugiaba en las cuevas (Nicod, 1972; Trombe, 1974). Atestiguan este binomio la profusión de pinturas (Altamira, Cantabria) y grabados, así como el establecimiento de cultos religiosos en las cavidades (Languedoc, Creta, Bahía-Brasil, Cahuamilpa-México, sureste asiático, etc.). También se han utilizado las cuevas con fines defensivos (cuevas medievales de centroeuropa) (Gillieson, 1996).

El **turismo** de las cavidades se caracteriza por su diversidad: observaciones de pinturas y grabados, espeleología deportiva, explotación turística de cavidades (en España: Nerja, Aracena, Artá, Drach, etc.) (López-Martínez y Durán, 1989; Rivas *et al.*, 2004). Con ocasión de la celebración del IV Congreso Internacional de Espeleología se celebró la sesión inaugural en la Cueva Postojna en (1965). También, con motivo de la celebración del Symposium de la Asociación Internacional de Volcanolo-

gía y de Química del Interior de Tierra (Islas Canarias, 1968), tuvo lugar en Lanzarote una sesión científica en una cavidad de tubos lávicos (hameo), presidida por Bernard Gèze, a la sazón presidente de Unión Internacional de Espeleología. En otras cavidades se llevan a cabo paseos en barca por lagos endokársticos y audiciones musicales (conciertos en Nerja) por la resonancia especial de estas salas kársticas. En Francia frecuentan el mundo subterráneo unos 6 millones de personas al año (Salomon, 2000). Cada año alrededor de 20 millones de personas visitan las cavidades turísticas. Solo la Cueva Mammoth (Kentucky) recibe 2 millones. En el mundo hay unas 650 cuevas turísticas. En Carlsbad Cavern (New Mexico) hay más de 1.400 puntos de iluminación, 65 km de cable eléctrico, 6 km de senderos, 70 señales y 50 desagües (Gillieson, 1996).

Los impactos ambientales de origen antrópico en las cavidades kársticas han sido señaladas por Williams (1993): empobrecimiento de la ecología, degradación y erosión del suelo, sedimentación en las cavidades, deterioración de la calidad del agua, destrucción de morfologías, desecación de las fuentes, intrusión de agua marina y sistemas kársticos inundados. Para evaluar estos impactos Liñán *et al.* (2004) han llevado a cabo el estudio de siete cavidades turísticas españolas, mediante experiencias de monitorización medioambiental con observación continua. Este trabajo ilustra la necesidad y utilidad de este tipo de investigaciones en la gestión y conservación de las cavidades kársticas.

Otro problema que se presenta es la delimitación de las áreas kársticas con fines de protección. En el Parque Nacional Lunan Stone Forest (karst exhumado del Yunan, China) se han definido sus límites mediante un Sistema Soporte de Decisión Espacial (SDSS), que identifica rápidamente los 7 km<sup>2</sup> del Parque Nacional, constituido como tal en 1982 (Zhang *et al.*, 2005). Este karst se denomina en mandarín «shiling», que significa bosque de piedras.

Los impactos ambientales son más frecuentes en los terrenos kársticos que en otros. El desarrollo y la explotación por el hombre afecta al régimen hidrológico kárstico, de tal modo que se pueden desencadenar sucesos catastróficos y, como consecuencia, se producen **acciones legales**. Para las áreas kársticas existen una gran variedad de regulaciones y ejemplos de litigación (LaMoreaux *et al.*, 1997).

En Florida, se han desarrollado los seguros ante los riesgos kársticos, para cubrir daños personales y a la propiedad, como resultado de cambios rápidos en las características físicas e hidrológicas del karst. Por ello, son necesarios los mapas de vulnerabilidad y sensibilidad que describen las relaciones causa-efecto y proporcionan un conocimiento adecuado sobre la geología e hidrología de las áreas kársticas (LaMoreaux *et al.*, 1997).





# 7

## Laderas y movimiento de masas

### CONTENIDO

- 7.1. Introducción
- 7.2. Forma de las laderas
- 7.3. Tipos de movimientos de masa
- 7.4. Factores que inciden en los movimientos de masa
- 7.5. Riesgo de deslizamiento. Casos históricos
- 7.6. Predicción y mitigación de los deslizamientos



La mayor parte de la superficie terrestre está formada por laderas (Young, 1972) y pueden considerarse como una de las componentes fundamentales del relieve. El estudio de su forma, significado y evolución constituye una de las materias básicas de la Geomorfología (Douglas, 1977). Las laderas han sido poco estudiadas hasta las últimas tres décadas, en las que han proliferado la investigación sobre los procesos, tanto en parcelas experimentales de campo como en el laboratorio, se han desarrollado modelos de peligrosidad y procedimientos de análisis de la estabilidad de las laderas. No obstante, su investigación resulta difícil debido a la complejidad del fenómeno, cuyos mecanismos de funcionamiento no se conocen en general de manera detallada (Carson y Kirkby, 1972). Además, en los climas húmedos, los rasgos que permiten el conocimiento de los deslizamientos se colonizan rápidamente por vegetación (Fig. 7.47), lo que dificulta su identificación. Las principales excepciones a la comentada generalización de las laderas, las encontramos en la planitud existente en los relieves de la Meseta del Colorado, páramos de Castilla (España), hamadas del Sahara, superficies de erosión de los escudos brasileño, africano y australiano y también las grandes llanuras aluviales indogangéticas y del Po.

En las primeras etapas de la Geomorfología se hizo un énfasis especial en la evolución a largo plazo de las laderas. La evolución de las laderas según Davis, analizada en diferentes contribuciones, sobre todo en la que ha sido la primera teoría de evolución general del relieve (Davis, 1899), consistía en una disminución paulatina del ángulo de las laderas de los valles. El sistema de análisis morfológico de Penck (1924) señala que si la excavación fluvial es acelerada el perfil resultante es convexo; por el contrario, si el encajonamiento es lento la ladera es cóncava. Por último, la tercera teoría de evolución del relieve elaborada por King (1953) tiene antecedentes en el trabajo sobre laderas de Wood (1942). King propone que las laderas retroceden paralelamente a sí mismas, teoría ya indicada por Powell en 1875 en su Exploración del río Colorado del Oeste, aunque tuvo su predecesor en los trabajos de Fischer (1868, 1872).

En ocasiones, los investigadores se han planteado cuál es la contribución de los deslizamientos a la evolución del modelado. Cendrero y Dramis (1996) proponen la relación entre la velocidad de movilización por deslizamientos y la magnitud temporal del rebajamiento del terreno. El análisis de los datos disponibles de algunas regiones europeas muestra que los movimientos de masa son en algunos casos el principal proceso de evolución del relieve.

Strahler (1950b) propone una clasificación de laderas, basada en el resultado del análisis de distribución de fre-

cuencias y en el estudio de campo de las laderas en un gran número de lugares. Diferencia: (1) **Laderas de alta cohesión**, tales como las constituidas por arcillas o por rocas masivas resistentes, como el granito, esquisto o gneis. Tienen ángulos entre 40° y 50°, sufren deslizamientos y los cursos fluviales socavan la base de la ladera. (2) **Laderas de reposo**, denominadas laderas controladas por bloques por Bryan (1922) y laderas de gravedad por Meyerhoff (1940). Los ángulos son de 30°-35°. Están constituidas por clastos gruesos, que están controlados por el ángulo de reposo. Los estudios de laboratorio de ángulos de reposo con fragmentos de materiales muestran características similares a las laderas de valle (Van Burkalow, 1945). (3) **Laderas reducidas por lavado (wash) y reptación**, designadas por Bryan (1922) laderas lavadas por la lluvia (*rain-washed*) y laderas de lavado (*wash slopes*) de Meyerhoff (1940), que corresponden a *haldenhänge* de Penck (1924). La acción del agua y de la reptación reduce la inclinación de la ladera por debajo del ángulo de reposo.

Las fuerzas morfogenéticas que se ejercen en una ladera son la componente perpendicular y la paralela (Jahn, 1954). La primera incluye los procesos de meteorización y edafogénesis, que tienden a desarrollar una película de meteorización. La componente paralela se refiere al desplazamiento de los materiales por la acción de la gravedad (deslizamientos, arroyada, solifluxión, reptación (*creep*), etc.).

Por consiguiente, existe una interdependencia entre los dos componentes y la evolución de la ladera es función de la magnitud de los mismos. La relación entre ambos lo denomina Jahn (1954) **balance de denudación** y Tricart (1957) estima que es más adecuado el término de **balance morfogenético**. Schumm y Chorley (1966) efectúan razonamientos similares en su trabajo sobre el Plateau del Colorado; y al cociente entre estas dos componentes lo designan como **relación de meteorización**.

Cuando la componente perpendicular es superior a la paralela, el regolito no se moviliza totalmente ladera abajo y profundizará. Por el contrario, si la componente paralela supera a la perpendicular, el regolito se denuda rápidamente y se estabiliza al aflorar la roca coherente. Si ésta es blanda, se generan cárcavas. También puede existir una relación igual a la unidad, que indica que la cantidad de material alterado es igual al evacuado. Esta noción corresponde al **equilibrio dinámico** de Hack (1960).

Este balance morfogenético depende del valor de la pendiente, de la naturaleza de las rocas y del clima (Tricart, 1957). Si la pendiente es importante, mayor será la exportación de detritos y se incrementará con la inclinación. Las rocas coherentes necesitan una meteorización



previa (componente perpendicular). El clima interviene directamente o en relación con la vegetación e influye en los dos componentes.

Por otra parte, en la actualidad, «nos encontramos ante una situación sin precedentes en los más de cuatro mil quinientos millones de años de vida del planeta: por primera vez existe una especie con capacidad de influir sobre los distintos sistemas naturales, a nivel planetario, con una importancia cualitativa y cuantitativa que pudiera igualar y superar a la de los agentes naturales» (Cendrero, 2003).

En muchas de las actividades llevadas a cabo por el hombre, tales como agricultura, prácticas forestales, construcción de obras lineales (carreteras, canales y ferrocarriles), construcción de viviendas y otras, deben conocerse los procesos de desarrollo de las laderas y, por consiguiente, constituyen una tarea fundamental para los geomorfólogos e ingenieros (Dunne y Leopold, 1978; Clark y Small, 1982).

Las laderas están constituidas por dos tipos de materiales: rocas y suelos, que tienen unas propiedades mecánicas distintas y evolucionan de diferente manera. Las rocas son materiales consolidados y coherentes y están afectadas por planos de fisibilidad (estratificación, esquistosidad y diaclasas), que debilitan la roca y favorecen la fragmentación y disgregación. Los suelos (regolito, alterita, depósitos superficiales) son materiales no consolidados de débil resistencia mecánica y mayor porosidad.

Los movimientos de masa (Fig. 7.1) son procesos en los que se movilizan materiales por la acción de la gravedad y pueden ser peligrosos o incluso desastrosos cuando afectan a la vida y propiedades del hombre. Son fuente de inquietud para los ingenieros geotécnicos e ingenieros geólogos (Bromhead, 1986). Mientras que la Geomecánica, y disciplinas conexas, proporcionan un entendimiento de los deslizamientos desde una perspectiva «interna», la

Geomorfología aporta además una perspectiva «externa» (Crozier, 1986).

Los deslizamientos constituyen un riesgo cuando amenazan a la vida de las personas y sus propiedades. Este riesgo se ha incrementado en este último siglo por el crecimiento de la población y por el aumento del área necesaria para obtener los recursos imprescindibles, que en ocasiones fuerzan a la gente a explotar zonas con riesgo potencial (Crozier, 1986). A esto se añade la emigración hacia las grandes urbes y la realización de numerosas obras de ingeniería civil, que modifican el paisaje e introducen inestabilidades en las laderas, generando deslizamientos que pueden producir muertos y heridos, pérdidas materiales y daños ambientales. El peligro que presentan los deslizamientos en zonas tropicales es muy importante, debido a la presencia de regolitos más o menos potentes y a las elevadas precipitaciones existentes en estas regiones. Estas circunstancias facilitan la movilización superficial o profunda de la capa alterada, que se produce sobre todo con lluvias de tormenta. Por ello, se hacen necesarios la realización de cartografías geomorfológicas detalladas y sondeos de reconocimiento del terreno (Tricart, 1974a).

Según los cálculos de Ayala-Carcedo (1994) los movimientos de masa en el mundo, con más de 100 víctimas mortales, han sido del orden de 300.000 personas desde el año 1000. En España, el desastre humano más importante es el que tuvo lugar en Azagra (Navarra) en el que el desprendimiento del escarpe de yesos produjo la muerte de unas 100 personas (Faci *et al.*, 1988). Los deslizamientos en España producen anualmente unas pérdidas de unos 180 millones de euros y varias muertes (Suárez y Regueiro, 1977). En Cendrero *et al.*, (1997) se considera a los movimientos de masa en España como el tercer riesgo geomorfológico y se estiman las pérdidas para el periodo 1986-2016 en 7.600 millones de dólares (Ayala *et al.*, 1987a).



**FIGURA 7.1** Movimientos de masa en laderas de los Apeninos. Italia.



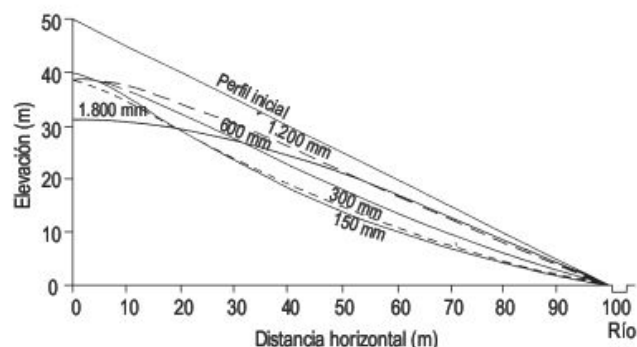
En la Bahía de San Francisco, al norte de California, a principios del siglo XX solo se indicaba un deslizamiento en el mapa geológico. En el año 1970, se han reconocido 1.200 y en 1980 se han cartografiado 70.000 deslizamientos. Esto se debe en parte a la fuerte presión huma-

na sobre el ambiente (Brabb, 1989). En los Estados Unidos se estima que los daños anuales por deslizamientos fueron de 1.500 millones de dólares durante el año 1985 (Schuster y Fleming, 1996) y según Bromhead (1986) el número de muertos es del orden de 25 personas por año.

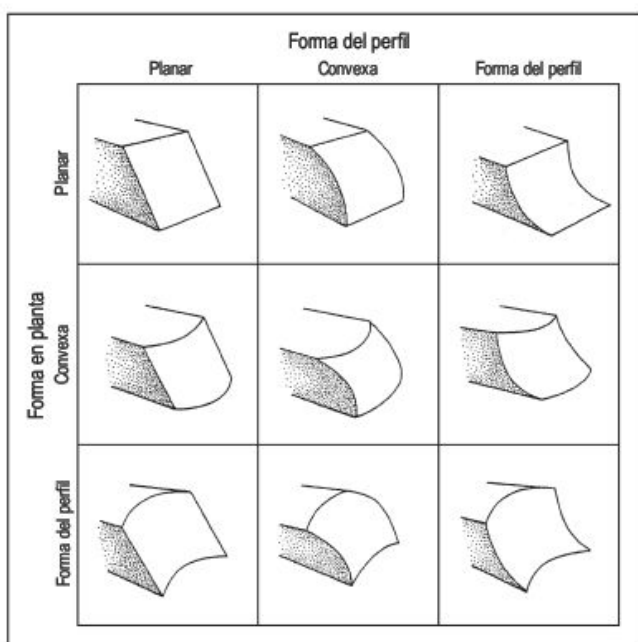
## 7.2 Forma de las laderas

La forma de las laderas, debido a su asociación con la pendiente, ha sido considerada generalmente como el **perfil de la ladera** (Douglas, 1977). En un corte perpendicular a la misma se miden los ángulos y distancias de la ladera y, por lo general, se observa una serie de irregularidades, que corresponden a concavidades y convexidades, que obedecen principalmente a la litología del substrato y a los diferentes procesos que inciden en la morfología de la ladera, en los que el ambiente morfoclimático juega un importante papel (Fig. 7.2) (Kirkby, 1976; Toy, 1977).

El análisis del perfil topográfico de una ladera permite la caracterización de la misma, adscribiéndola a una o varias formas geométricas elementales (Young, 1972). Dichas formas geométricas básicas fueron establecidas por Savigear (1952, 1956) y posteriormente ampliadas y cuantificadas por Young (1964), en la que a los elementos convexos, cóncavos y rectilíneos de Savigear, se unen unidades, segmentos y elementos de partes de una ladera. De esta forma se analiza detalladamente la morfología del perfil. Las técnicas utilizadas aparecen recopiladas en King (1966), Goudie (1981a) y Gardiner y Dackombe (1983). Otra clasificación es la propuesta por Dalrymple *et al.*, (1968), que divide la ladera en nueve unidades, basadas en la forma y los procesos edafogénicos. Las medidas llevadas a cabo en las laderas permiten diferenciar nueve posibles formas de las unidades de ladera (Fig. 7.3) (Ruhe, 1975).



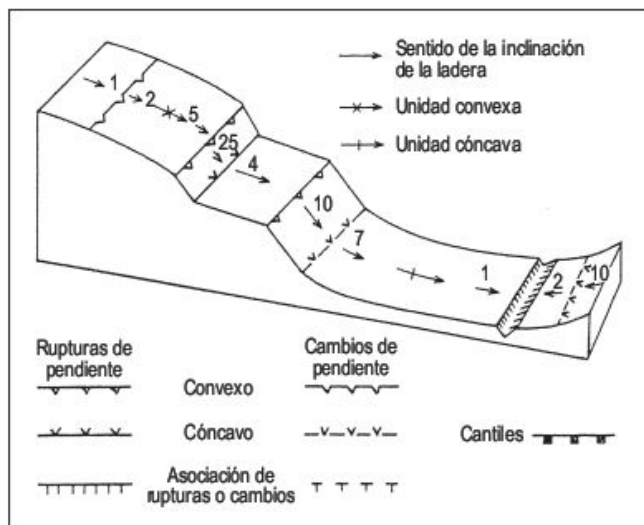
**FIGURA 7.2** Perfiles de ladera simulados para diferentes precipitaciones anuales, suponiendo una evolución de 100.000 años (Kirkby, 1976).



**FIGURA 7.3** Nueve posibles formas de unidades de ladera. (Basado en Ruhe, 1975; clasificadas por Parsons, 1988.)

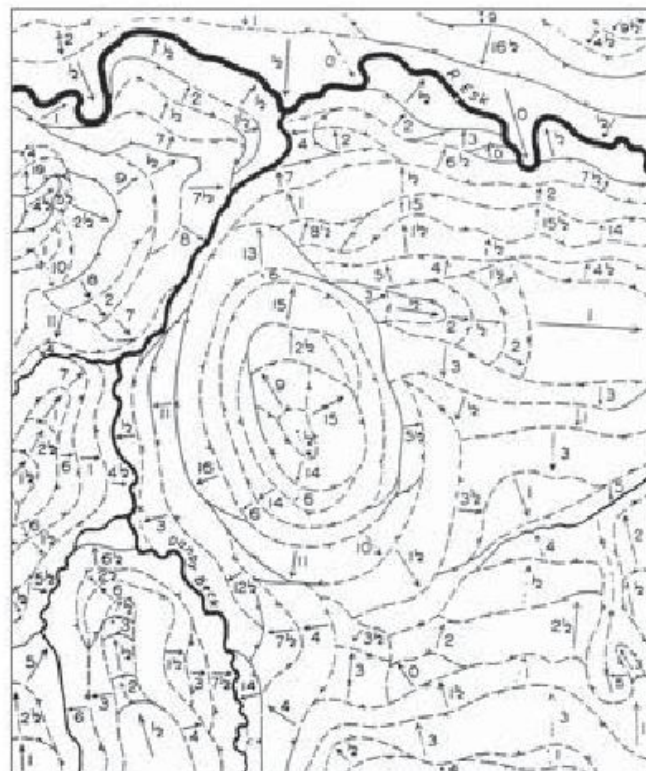
En cuanto a la **cartografía de laderas**, Young (1972) diferencia: mapas morfológicos, mapas de ángulos de ladera y mapas genéticos geomorfológicos. Los primeros se realizan a escalas de detalle y se llevan a cabo diferenciando unidades superficiales de la ladera. La técnica ha sido desarrollada por numerosos autores y se basa en el supuesto de que el relieve puede dividirse en unidades morfológicas uniformes, limitadas por discontinuidades morfológicas (Fig. 7.4) (Curtis *et al.*, 1965). Los mapas morfológicos de ángulos de laderas son de dos tipos: los mapas isoclinales que señalan el ángulo de la ladera en un punto y suelen realizarse a partir de mapas de curvas de nivel (Gregory y Brown, 1966) (Fig. 7.5). Los mapas de promedio de ladera indican los ángulos medios de las laderas en distancias de un kilómetro, a partir de curvas de nivel. Los mapas genéticos geomorfológicos son los más utilizados en cartografía geomorfológica. Las formas se indican según su posible origen y se tienen en cuenta los





**FIGURA 7.4** Símbolos utilizados en cartografía morfológica (Curtis *et al.*, 1965).

procesos actuales y relictos, así como la edad de los modelados. Se han propuesto numerosas leyendas para mapas a diferentes escalas como las de Tricart (1965, 1972), Verstappen y van Zuidam (1968, 1991), St-Onge (1968), Demek (1972), Panizza (1972), Demek y Embleton (1978), Barsch y Liedke (1985) y Peña (1997b). Estas leyendas distintas obedecen, en gran parte, a las diferencias de morfologías existentes en diferentes países, que obligan a desarrollar sistemas o leyendas geomorfológicas adecuadas a las necesidades de cada país (Parsons, 1988, Peña, 1997b). En la elaboración de mapas geomorfológicos a pequeña es-



**FIGURA 7.5** Mapa morfológico de parte de Eksdale, Yorkshire, Inglaterra (Gregory y Brown, 1966).

cala predominan las formas estructurales. Por el contrario, cuando se obtienen cartografías geomorfológicas a gran escala o de detalle priman las formas climáticas.

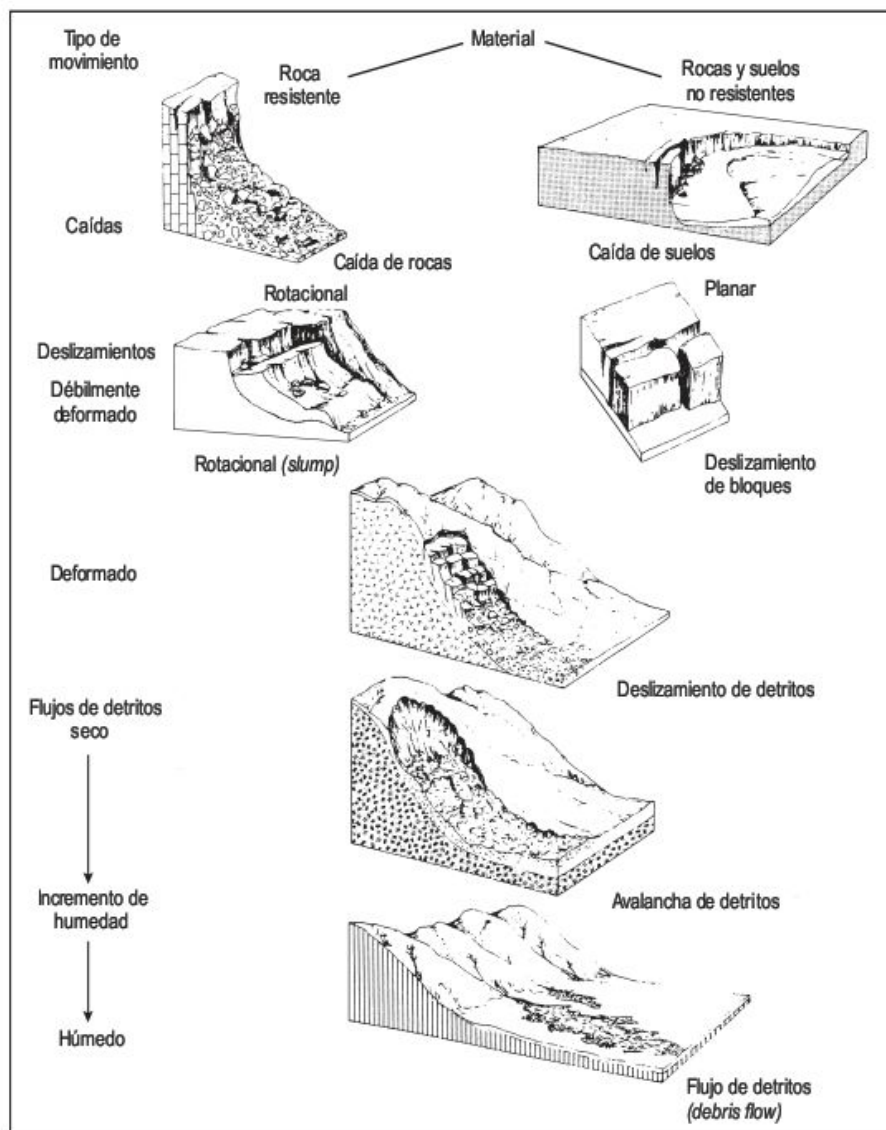
## 7.3 Tipos de movimientos de masa

Los diferentes tipos de movimientos de masa implican tal cantidad de procesos y factores que ofrecen ilimitadas posibilidades de clasificación (Hansen, 1984a). Pueden diferenciarse en función del tipo cinemático del movimiento, tipo de material movilizado, según su estado de actividad, velocidad de movimiento y etapa de desarrollo, entre otros (Cruden y Varnes, 1996). La proliferación de **clasificaciones** ha dado lugar a una copiosa terminología científica. Una clasificación que es adecuada para una región puede tener ambigüedades cuando se intenta utilizar en otra. En algunas regiones los deslizamientos son muy raros, mientras que en otras son tan frecuentes que representan un factor importante en la construcción de los modelados (Zaruba y Mencl, 1969 y 1982) (Fig. 7.1). Por otra parte, el término genérico para designar a los movimientos en masa, que a la postre constituye el título de las clasifi-

ciones, es diferente, tal como indica Crozier (1986): *slope failure* (Ward, 1945), *mass wasting* (Yatsu, 1966), *mass movement* (Hutchinson, 1968), *landslides* (Varnes, 1958) y *slope movement* (Varnes, 1978).

Hay otras clasificaciones, además de las anteriores, que han tenido acogida en la época en la que fueron publicadas. La clasificación de Terzaghi (1943) está basada en las propiedades físicas de las rocas afectadas, Sharpe (1938) clasifica los movimientos de masa en función del material movilizado, tipo y velocidad de movimiento. Varnes (1958), con criterios similares a los de Sharpe, propuso una clasificación que mejoró considerablemente más tarde (Varnes, 1978). En la Figura 7.6 se pueden observar los distintos tipos de movimientos (caídas, deslizamientos y flujos) diferenciados por Varnes. Zaruba y Mencl (1969) basan su clasificación en el carácter de las rocas afecta-





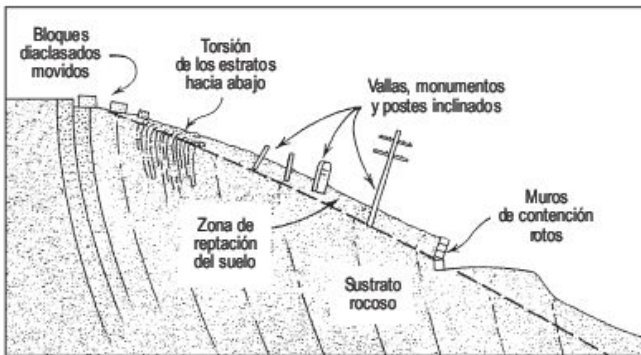
**FIGURA 7.6** Principales tipos de movimientos en masa, según la clasificación de Varnes (1958).

das y en los tipos de movimiento. La clasificación geotécnica de Skempton y Hutchinson (1969) toma como principios la fábrica del suelo y la presión de los fluidos en los poros. Finalmente, la clasificación morfométrica de Crozier (1975) está fundamentada en índices morfométricos y en grupos de procesos. La clasificación europea (EPOCH, 1993) está basada en el tipo de movimiento y en los materiales afectados. La clasificación de Brunsden (1993) está fundamentada en los procesos que «causan» deslizamientos. No hay consenso en cuanto al sistema de clasificación de movimientos en masa a utilizar, puesto que todas las clasificaciones existentes tienen sus limitaciones. Por ello es recomendable utilizar una terminología, de las existentes, para clasificar y, a la vez, describir con detalle los movimientos que se están estudiando. Actualmente, las clasificaciones más consistentes son las de Varnes (1978), Hutchinson (1988) y Cruden y Varnes (1996).

Como la terminología es variada según los distintos autores conviene precisar, en primer lugar, el término **deslizamiento** que Cruden (1991) define como «el movimiento de una masa de rocas, detritos o tierras (*earth*) hacia abajo de una ladera». Habitualmente, se usa el término deslizamiento en sentido amplio, para designar casi todas las variedades de movimientos en masa producidos en las laderas, incluyendo algunos procesos como caídas, vuelcos o flujos, en los que no hay deslizamiento o éste es muy pequeño (Varnes, 1984). Generalmente se excluye el *creep* (Zaruba y Mencl, 1982). Para estos autores *creep* (fluencia lenta, reptación) (Fig. 7.7) son deformaciones lentas pero demasiado pequeñas para producir una rotura de cizalla como en un deslizamiento. El *creep*, por el contrario, se confina a la parte superficial de la ladera y su velocidad disminuye en profundidad. Se reconoce por la flexión de los estratos y otros objetos (Fig. 7.8). En las zonas periglaciares el *creep* es más intenso (*creep* de helada). Por el



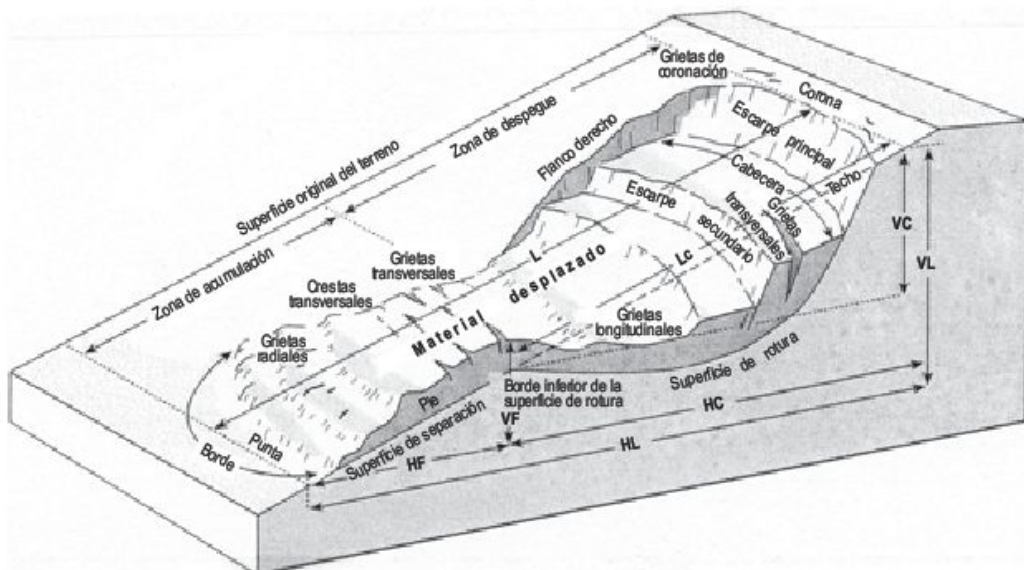
**FIGURA 7.7** Creep en pizarras silúricas. Sierra de Aracena. Provincia de Huelva. España.



**FIGURA 7.8** Creep que afecta a la parte superior de la ladera. Se pone en evidencia por la deformación de diferentes objetos (Sharpe, 1938).

contrario, los deslizamientos son movimientos rápidos de materiales terrestres, separados de la parte estable infrayacente de la ladera por un plano neto. El término movimiento en masa quizá sea más preciso para designar genéricamente estos procesos, puesto que el calificativo «en masa» establece la diferencia con otros procesos en los que el transporte no es masivo (Brunsden, 1984).

En un deslizamiento se suelen distinguir varias partes y rasgos característicos, aunque el desarrollo de los mismos difiere en función del tipo de movimiento de masa. El esquema desarrollado por Varnes (1958) para un deslizamiento rotacional con flujo es bastante representativo (Fig. 7.9). En esta figura se propone una serie de términos de fácil comprensión. La Figura 7.10 refleja parcialmente las características del deslizamiento de la figura anterior.



**FIGURA 7.9** Principales características de un deslizamiento rotacional con flujo (*slump-earthflow*). Nota:  $H$  es la distancia horizontal y  $V$  es la distancia vertical en las distintas partes del deslizamiento. (Modificado de Varnes, 1958).





**FIGURA 7.10** Complejo de deslizamiento y flujo, situado al pie del edificio del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de Santander (España). Fotografía obtenida por un miembro del Departamento en 1979.

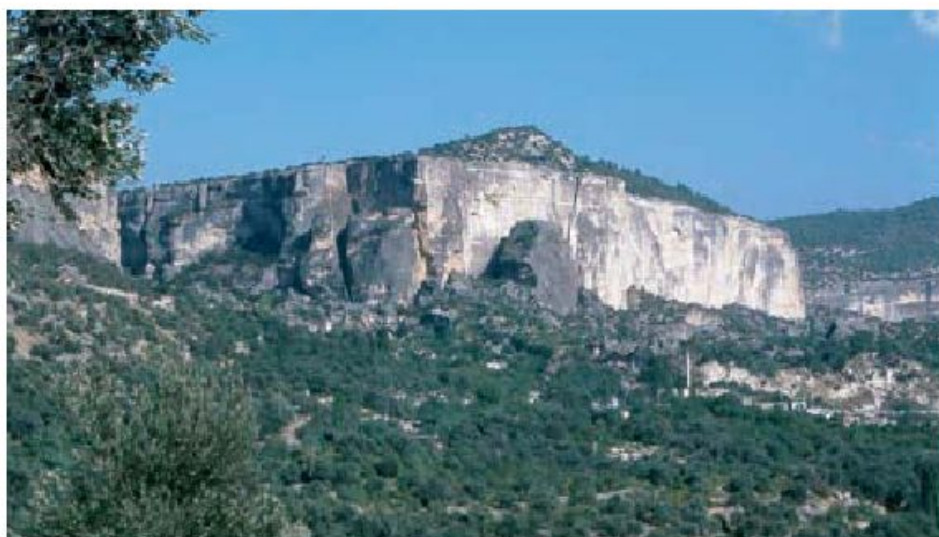
En la determinación de los diferentes tipos de movimientos de masa no vamos a ceñirnos a ninguna clasificación, ya que estimamos que lo importante es conocer el tipo de rotura, mecanismos y causas (Dikau *et al.*, 1996a) de cada movimiento en masa, para, de este modo, diferenciarlos e investigarlos, e incluso posteriormente evaluar la estabilidad de la ladera y aplicar las medidas correctoras oportunas. Además, es difícil adscribir un deslizamiento a un tipo determinado. Por lo general, los deslizamientos son complejos y su complejidad aumenta cuando varios tipos de materiales están involucrados simultáneamente en un único deslizamiento (Glade y Crozier, 2005).

### 7.3.1 Desprendimientos, caídas de rocas (*falls, rockfalls*)

Se definen como una masa generalmente de rocas que se desprende de un talud abrupto (cantil, desmante), me-

dianete una superficie de corte normalmente pequeña (Ayala *et al.*, 1987b). Los materiales descienden por caída libre si la ladera es subvertical (Fig. 7.11) y cuando el ángulo es menor las partículas saltan. En laderas con inclinaciones menores de 45° las partículas se movilizan rodando (Crudden y Varnes, 1996). Los bloques desprendidos, al impactar con la ladera, suelen romperse en fragmentos más pequeños. Por otra parte, los desprendimientos suelen subdividirse en caídas de rocas, detritos y suelos, si bien la mecánica de los procesos es muy similar. La forma de la superficie inicial de rotura puede ser planar, en cuña, escalonada o vertical (Flageollet y Weber, 1996).

Las causas son muy variadas y una de las más importantes se debe a la formación de hielo en las diaclasas, cuyo aumento de volumen del 9% pueden conducir al ensanchamiento de las mismas. Los sucesivos ciclos de hielo y deshielo producen la fragmentación de la roca. Las lluvias intensas también suelen constituir un importante



**FIGURA 7.11** Desprendimiento de rocas. Götsu Canyon. Turquía. Foto F. Gutiérrez.



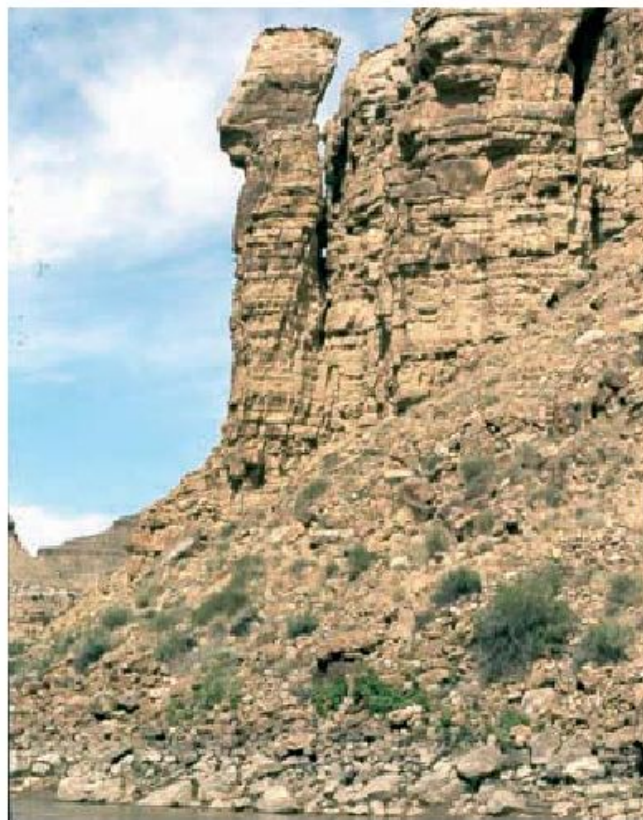
factor desencadenante. Otro factor muy frecuente lo constituye la socavación de la ladera producida por erosión fluvial (Fig. 7.12) y marina (Fig. 11.15). Un ejemplo de esta causa la tenemos en las Cataratas del Niágara, en las que grandes bloques de dolomía masiva se apilan en la base del cantil (Bromhead, 1986). También las sacudidas sísmicas pueden ser un factor desencadenante, como el desprendimiento de Huascarán (Perú) (Tabla 7.3) (Fig. 7.50). Algunas poblaciones como Andorra la Vella (Pirineos centrales) situada en un estrecho valle, (Copons *et al.*, 2005) están sometidas a un importante riesgo de desprendimientos, facilitado por las fuertes pendientes y la fracturación de las rocas en un clima de montaña.

### 7.3.2 Vuelcos (topples)

Un vuelco consiste en una rotación hacia fuera de la ladera de una masa de roca o suelo, en torno a un punto o eje por debajo del centro de gravedad de la masa desplazada (Cruden y Varnes, 1996). Los vuelcos son roturas que se desarrollan sobre materiales con estructuras verticales, formada por planos de discontinuidad de la roca (Fig. 7.13). El despegue de las columnas puede realizarse sobre una o varias superficies y la descompresión suele ser un requisito esencial. Un vuelco puede movilizar hasta mil millones de metros cúbicos (Dikau *et al.*, 1996b).



**FIGURA 7.12** Desprendimiento de rocas por socavación fluvial del Nahal Zin. Israel.



**FIGURA 7.13** Vuelco en areniscas, denominado Nefertiti. Green River. Gray Canyon. Utah. Estados Unidos. Foto F. Gutiérrez

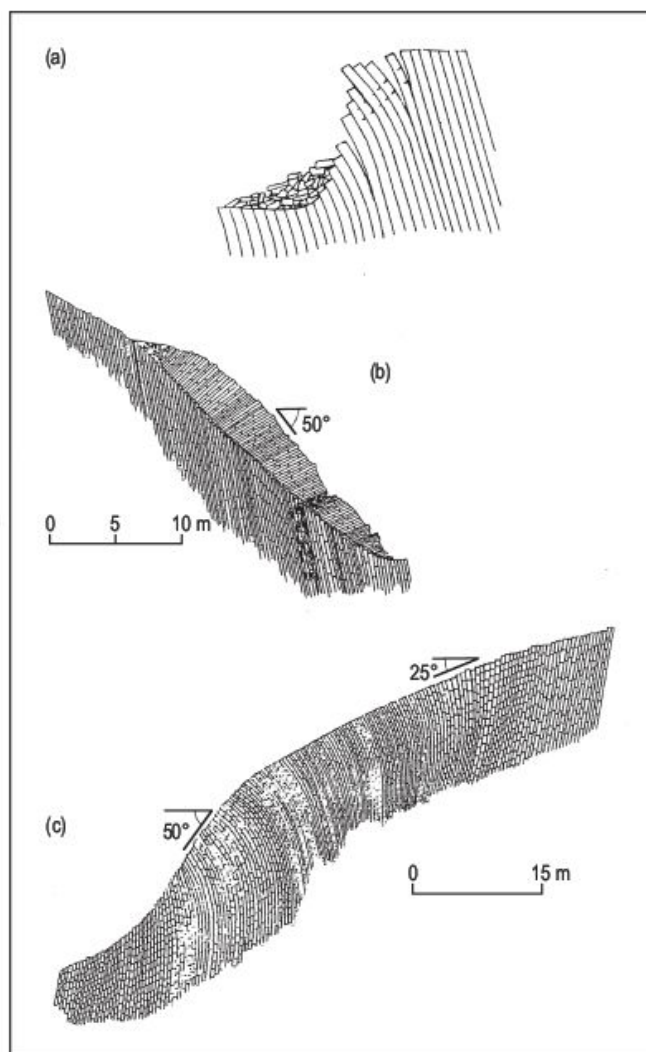
Se distinguen varios tipos de vuelcos (Goodman y Bray, 1976; Cruden y Varnes, 1996): el *vuelco por flexión* se encuentra frecuentemente en pizarras, filitas y esquistos (Fig. 7.14a). El *vuelco de bloques* presenta columnas con diaclasas muy espaciadas y son típicos de calizas y areniscas masivas y rocas volcánicas columnares. En el *vuelco en chevron* (Fig. 7.14b) el cambio de buzamiento se realiza a lo largo de una superficie de rotura. Finalmente, los *vuelcos de bloques flexionados* (Fig. 7.14c) se caracterizan por flexiones falsamente continuas de largas columnas afectadas por movimientos a lo largo de numerosas diaclasas.

Los factores que influyen en los vuelcos son los ciclos de hielo y deshielo, meteorización salina en areniscas y disolución en calizas. Estos procesos de meteorización debilitan la roca, profundizan las grietas y facilitan la socavación basal. Por otra parte, los vuelcos de rocas se producen en grandes escarpes, mientras que los vuelcos en detritos se encuentran en pequeños escarpes (Dikau *et al.*, 1996b; Dikau, 2004).

### 7.3.3 Deslizamientos

Un **deslizamiento** es un movimiento de ladera de una masa de suelo o roca que tiene lugar fundamentalmente





**FIGURA 7.14** Tres tipos de vuelcos. (a) *Por flexión*: las grietas indican vuelco por tensión; los bloques caídos indican que el movimiento es complejo (vuelco de rocas y desprendimiento de rocas). (b) *En chevron*: vuelco de múltiples bloques; la superficie de chamela del chevron puede desarrollarse en una superficie de rotura de deslizamiento formando un deslizamiento complejo de vuelco y deslizamiento. (c) *Por bloques flexionados* (Cruden y Varnes, 1996).

sobre superficies de rotura o sobre estrechas zonas de intensa deformación por cizallamiento» (Cruden y Varnes, 1996). Con frecuencia, las primeras señales de movimiento del terreno son grietas superficiales y a lo largo de ellas se suele desencadenar el deslizamiento. Por lo tanto, se trata de un movimiento progresivo, en el que la masa desplazada puede deslizarse más allá de la superficie original de rotura sobre la superficie del terreno original, que constituye entonces una superficie de separación (Varnes, 1978) (Fig. 7.9). Una vez producido el deslizamiento se pueden observar en los escarpes y flancos estrías indicadoras de la dirección del movimiento (Ayala *et al.*, 1987b). Los deslizamientos pueden ser diferenciados, en función

del grado de actividad: activos (con movimiento actual), durmientes o latentes (sin movimiento en el último año, pero que pueden reactivarse) y relictos o estabilizados (sin capacidad de reactivación) (Zaruba y Mencl, 1969; Cruden y Varnes, 1996; Crozier, 2004a). Zaruba y Mencl (1982) diferencian los deslizamientos, según su edad, en contemporáneos y fósiles y, estos mismos autores, distinguen, según su desarrollo, en deslizamientos iniciales, avanzados y acabados.

### 7.3.3.1 Deslizamientos rotacionales (slumps)

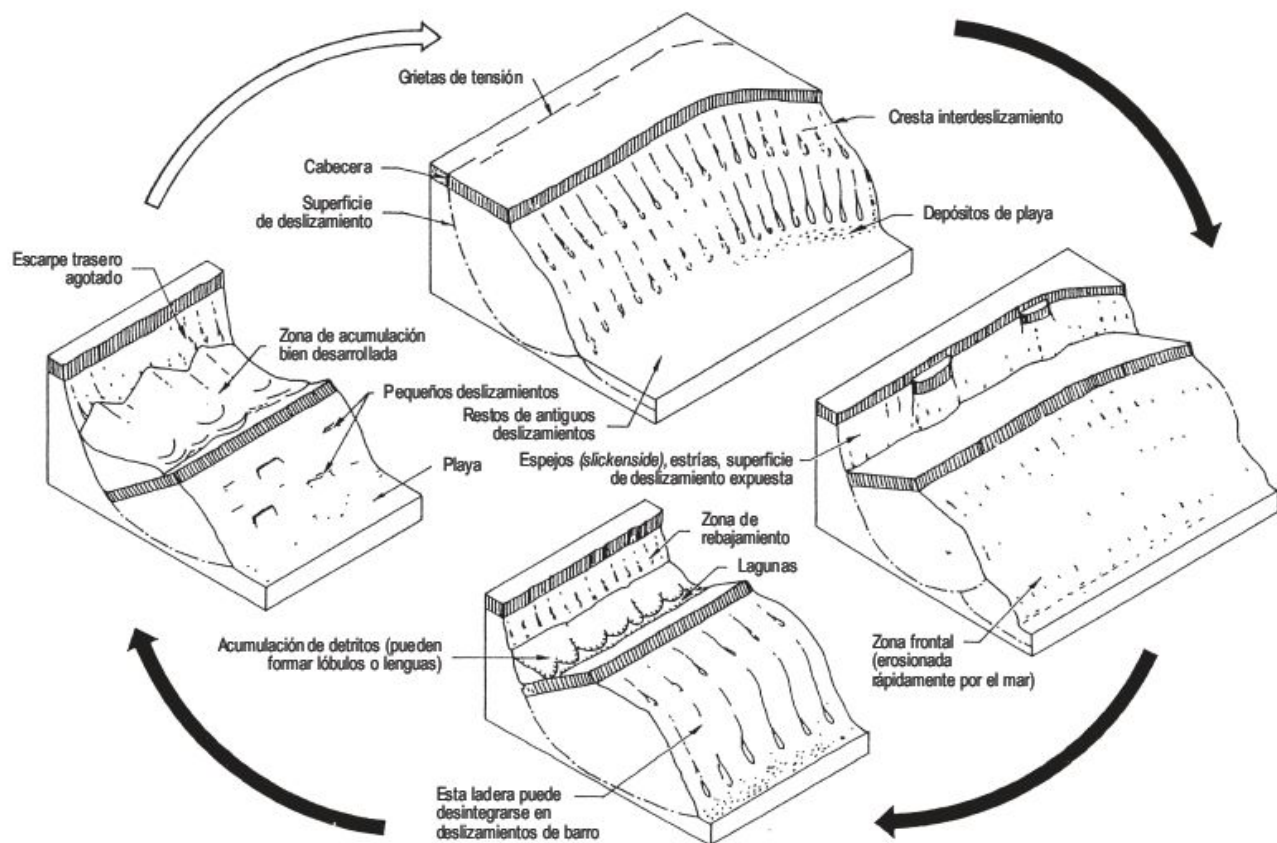
Son movimientos «más o menos rotacionales, alrededor de un eje que es paralelo a las curvas de nivel de la ladera, y que implica un desplazamiento de cizalla (deslizamiento) a lo largo de una superficie cóncava, que es visible o puede reconocerse sin dificultad» (Varnes, 1978). La superficie de cizalla puede tener forma circular o de cuchara. Los deslizamientos rotacionales pueden producirse en rocas, detritos y suelos. Presentan un pequeño grado de deformación interna en el material desplazado, que lo distingue de los flujos (Buma y van Asch, 1996a).

Después de iniciarse la rotura, la masa deslizada comienza a rotar y puede desintegrarse en varios bloques a partir de las grietas transversas desarrolladas (Fig. 7.9). En el área de cabecera los bloques basculan contra la pendiente (Fig. 7.15) (Bromhead, 1979), en los que se pueden situar lagunas, que posteriormente se colmatan y evolucionan a zonas pantanosas con turba. Se pueden reconocer estrías en la superficie de deslizamiento y las grietas expuestas son concéntricas en planta y cóncavas hacia la dirección de movimiento. En los escarpes, la impermeabilidad del material puede dar lugar a regueros y barrancos (*gullies*). En la zona frontal de los deslizamientos de detritos o suelos, pueden desarrollarse lóbulos y sistemas de grietas de tensión radiales.

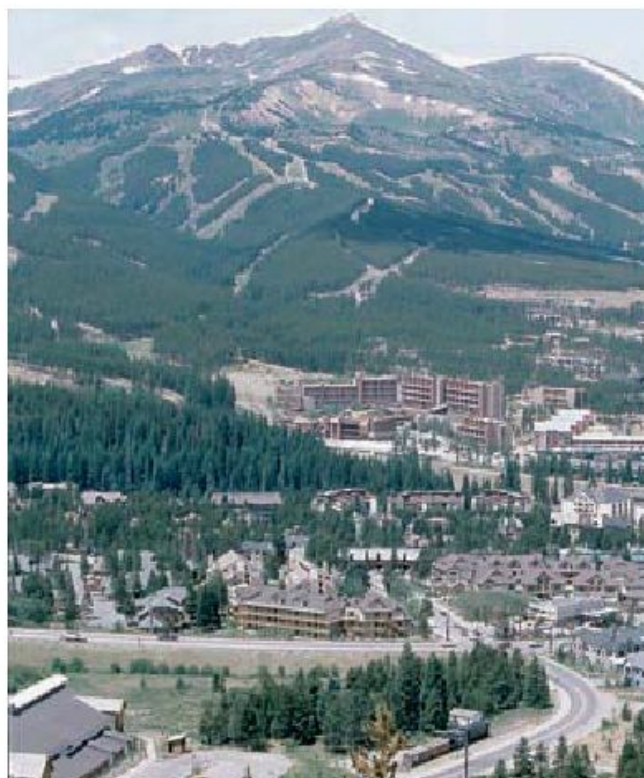
Los deslizamientos rotacionales se originan en un amplio tipo de materiales con propiedades geotécnicas muy diferentes. En general, los deslizamientos rotacionales producen superficies onduladas (*hummocky*) y anomalías en la red de drenaje. Según Varnes (1958), los deslizamientos rotacionales de rocas se mueven a velocidades desde unos pocos centímetros al año a varios metros por mes, mientras que los que afectan a suelos pueden alcanzar velocidades de hasta 3 m/seg. En cuanto a su tamaño, varían desde algunos metros a grandes complejos de varias hectáreas (Fig. 7.16).

Los condicionantes que favorecen la existencia de deslizamientos rotacionales (Buma y van Asch, 1996) son: laderas con bloques muy fracturados (deslizamientos rotacionales de rocas); laderas con potentes regolitos o depósitos morrénicos (suelos, detritos); laderas sin vegetación; laderas de margas y argilitas (Selby, 1985) y substratos rocosos con estratificación horizontal (Young, 1972; Gracia, 1985). A estas hay que añadir las socava-





**FIGURA 7.15** Bloques diagrama que ilustran el ciclo de desarrollo de los deslizamientos rotacionales originados en un acantilado marino (Bromhead, 1979).



ciones basales producidas por los ríos y la acción del oleaje (Varnes, 1978; Bromhead, 1979), junto con actividades antrópicas de excavación y construcción. También los terremotos, explosiones, sobrecargas súbitas y ascenso de los niveles freáticos, como consecuencia de lluvias y fusiones rápidas de nieve.

**Los deslizamientos rotacionales múltiples** se desarrollan con dos o más unidades de deslizamiento (Fig. 7.17). Muestran una morfología compleja. En la cabecera el movimiento comienza con la formación de grietas de tensión debidas a la descompresión. Estas grietas abiertas se ensanchan paulatinamente, a la vez que la masa desciende lentamente y se origina una morfología escalonada producida por la generación de una nueva grieta. El desplazamiento es mayor en el centro del movimiento de masas y durante el descenso la masa sufre rotaciones a través de su superficie de cizallamiento. Las velocidades no son peligrosas, debido a que la rotación es lenta.

**FIGURA 7.16** Gran deslizamiento rotacional. Wolf Breckenridge. Montañas Rocosas. Colorado. Estados Unidos. Foto F. Gutiérrez.



Además de las causas aducidas para los deslizamientos rotacionales simples, Buma y van Asch (1996) señalan que los deslizamientos múltiples se pueden originar a partir de un ensanchamiento de un deslizamiento simple, que suele producirse por la erosión de los materiales basales.

Un ejemplo de este proceso es el presentado por Gutiérrez *et al.* (1994) en el escarpe de yesos de unos 100 m de Alfajarín, cerca de Zaragoza. Señalan que el escarpe se origina por migración lateral hacia el Norte del río Ebro. La descarga del macizo produce diaclasas verticales y abiertas, paralelas al escarpe (Figs. 7.17 y 7.18). El agua que penetra por las fracturas disuelve los yesos y las ensancha, penetrando hacia la base arcillosa impermeable. La karstificación en los yesos basales conduce a la subsidencia de los bloques. Estos bloques individualizados deslizan rotacionalmente (presumiblemente de forma retrogresiva) generando depresiones cerradas.

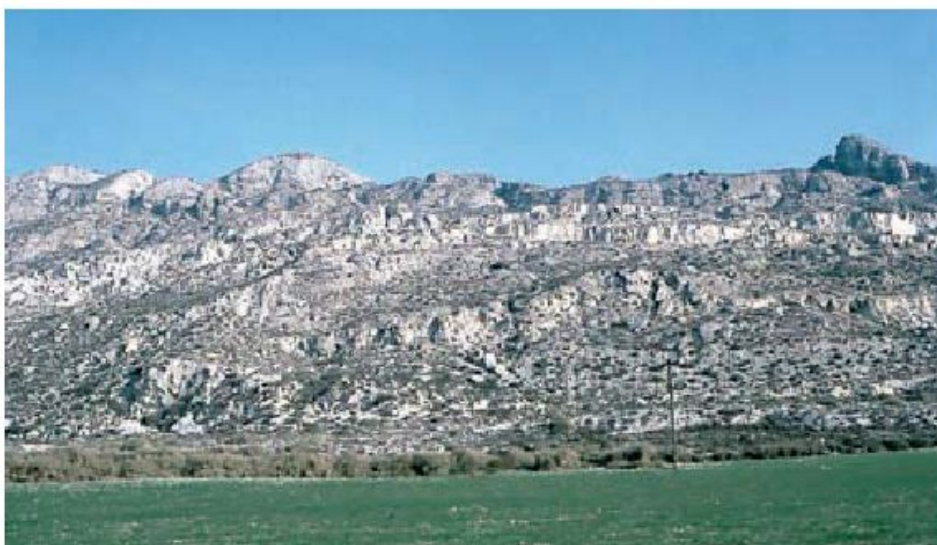
Las **terraces** son aterramientos regularmente espaciados constituidos por pequeños deslizamientos rotacionales sobre laderas de hierba, cuyo salto es por lo general del orden del decímetro. Algunos autores las interpretan como producidas por el pisoteo del ganado (Higgins, 1982). Se desarrollan mejor en laderas abruptas de suelos (Hutchinson, 1968). Selby (1993) indica que «son las caracte-

rísticas superficiales más prominentes atribuidas al *creep* del suelo». Este autor diferencia dos tipos de terraces (Fig. 7.19): las desarrolladas en laderas de bajo ángulo cuyas velocidades son lentas y la hierba cubre todas las laderas, mientras que en laderas de mayor inclinación aumenta la velocidad y el agrietamiento en el frente de cada escalón; también pueden producirse pequeños deslizamientos. Según Vincent y Clarke (1980) las terraces con bajos ángulos de peldaño están asociadas a elevados límites líquidos, bajos límites plásticos y poco contenido de arcilla. Cuando el peldaño es más ancho, los suelos tienen límites líquidos relativamente bajos y altos límites plásticos.

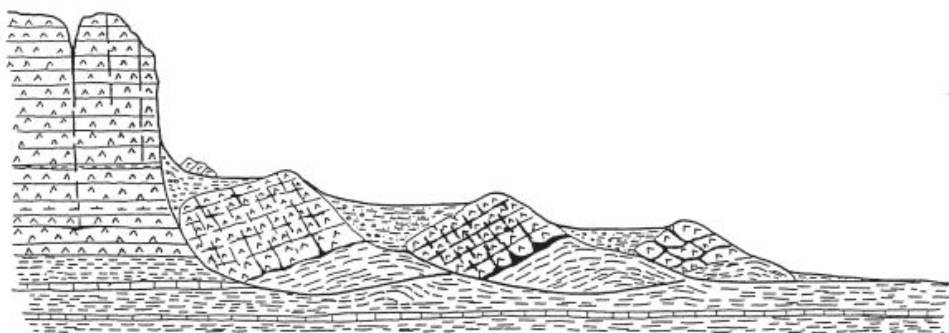
### 7.3.3.2 Deslizamientos traslacionales

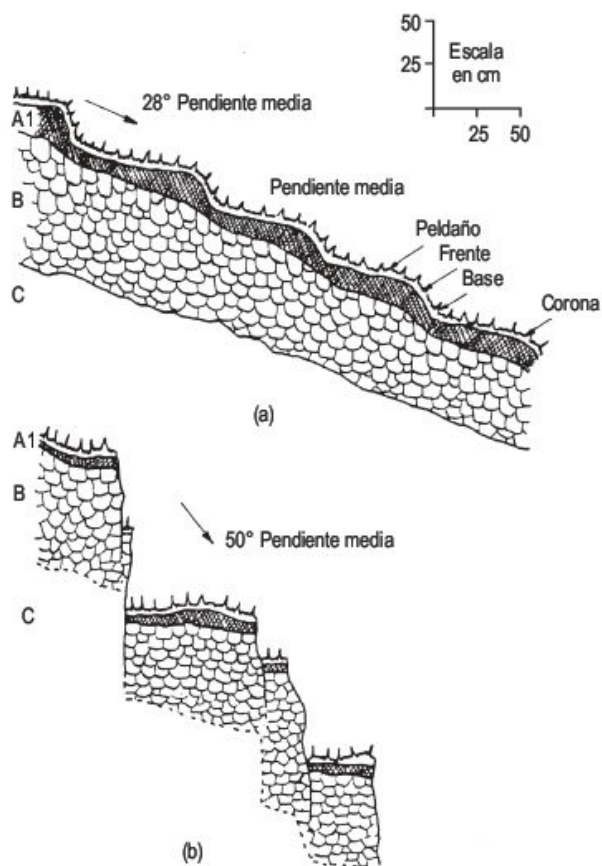
En los deslizamientos traslacionales la masa progresa hacia fuera y abajo, a lo largo de una superficie más o menos plana o ligeramente ondulada y la componente rotacional es mínima (Varnes, 1978). La masa deslizada se desplaza sobre la superficie del terreno. El deslizamiento se produce a favor de planos de discontinuidad de las rocas (estratificación, pizarrosidad, fallas, diaclasas) y en depósitos con variaciones claras en la resistencia al cizallamiento (Dikau *et al.*, 1996a). Los deslizamientos traslacionales se pueden originar en rocas, detritos y suelos.

**FIGURA 7.17** Deslizamiento rotacional múltiple en materiales yesíferos. Alfajarín. Provincia de Zaragoza. España.



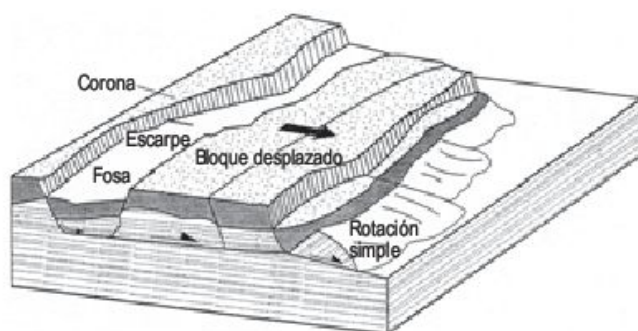
**FIGURA 7.18** Deslizamientos rotacionales múltiples en yesos, en los que la base arcillosa facilita el deslizamiento. Obsérvense los rellenos cuaternarios de las áreas de contrapendiente y un bloque deslizado sobre un relleno. Escarpe de Alfajarín. Provincia de Zaragoza. España. (Gutiérrez *et al.*, 1994).



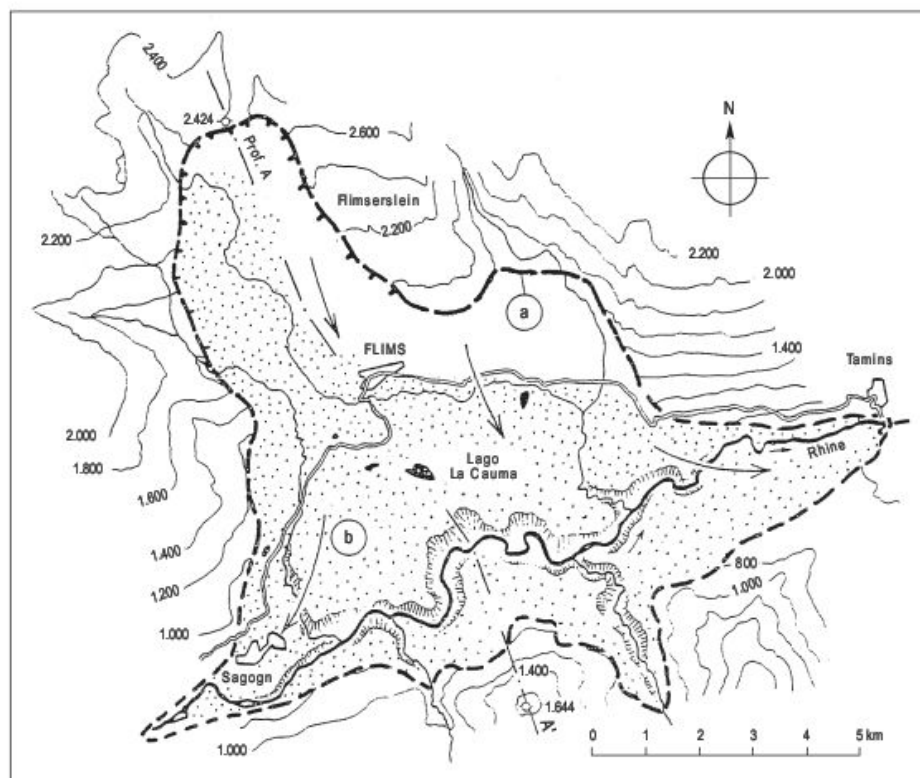


**FIGURA 7.19** Esquemas de *terraces* de bajo y gran ángulo (Selby, 1993).

**Los deslizamientos de bloques (*block slides*)** (Fig. 7.20) implican movimiento de bloques sobre un plano, que suele ser el de estratificación y van acompañados por pequeños deslizamientos rotacionales. En la zona de arranque del deslizamiento de bloques se suele desarrollar una pequeña fosa (*graben*), que forma una depresión. El movimiento de los deslizamientos de bloques se lleva a cabo por impulsos y los grandes deslizamientos incrementan su velocidad con grandes precipitaciones (Ibsen *et al.*, 1996a). Las causas fundamentales son la existencia de un cambio brusco del tipo roca, con marcadas diferencias en la resistencia al cizallamiento. Las socavaciones basales y las abundantes lluvias son los principales agentes desencadenantes de estos procesos.



**FIGURA 7.20** Bloque diagrama de un típico deslizamiento de bloques con rotura sobre una superficie aproximadamente plana y con un pequeño deslizamiento rotacional (GSL, 1987; en Ibsen *et al.*, 1996).



**FIGURA 7.21** Deslizamiento rocoso, cerca de Flims (Suiza). (a) Límite del área desplazada. (b) Calizas jurásicas desplazadas (Heim, 1932).



Los **deslizamientos rocosos** (*rock slides*) son típicos de laderas de montaña o de afloramientos rocosos en los que el ángulo de los planos de discontinuidad de las rocas es aproximadamente igual al de la ladera. Un buen ejemplo de este tipo de deslizamiento rocoso es el de Flims (Suiza) en el que se movilizaron  $12 \text{ km}^3$  de roca (Heim, 1932). La ladera está formada por calizas margosas del Malm que buzcan  $7-12^\circ$  hacia el Rhin. La cabecera del deslizamiento está a 1.400 m de altura sobre el río. El movimiento fue muy rápido y ascendió la masa rocosa 150 m en la ladera opuesta (Fig. 7.21), generando un lago de 15 km de largo, en el interglacial Riss-Würm, que fue evacuado con posterioridad. Otro ejemplo, más grandioso y devastador, es el del deslizamiento rocoso de Vaiont de 9 de octubre de 1963, en el que la velocidad de la masa desplazada fue de 20-25 m/seg y movilizó 240 millones de  $\text{m}^3$  (Fig. 7.22) de roca triturada (Müller, 1964b; Kiersch,

1983). El movimiento, controlado por discontinuidades estructurales, presenta escarpes bien definidos en la cabecera y en los flancos. Otro deslizamiento traslacional rocoso se reconoce en los Andes de Bolivia (Fig. 7.23) en el que las rocas deslizaron a favor de la estratificación y cortaron la carretera de Cochabamba a Santa Cruz. La solución de reparación propuesta fue realizar un túnel por debajo de los deslizamientos. El mecanismo del movimiento de los deslizamientos rocosos es difícil de precisar, ya que intervienen muchos factores. En general, tienden a alcanzar velocidades elevadas, mayores que los deslizamientos rotacionales (Sorriso-Valvo y Gullá, 1996).

Los **deslizamientos de suelos y detritos** también llamados *deslizamientos en placas* (*slab slide*) tienen muchas otras denominaciones (Ibsen *et al.*, 1996b). Son frecuentes en suelos meteorizados, sobre todo los regolitos de arcillas. Estos se movilizan por una cizalla próxima a la

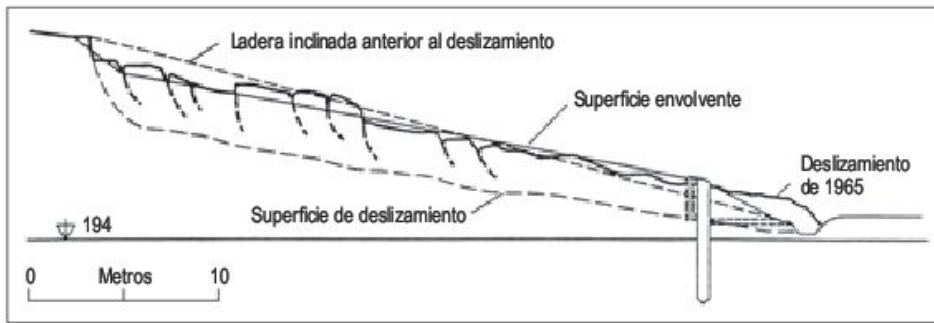


**FIGURA 7.22** Deslizamiento traslacional de rocas de Vaiont. Alpes Dolomitas. Italia.



**FIGURA 7.23** Deslizamiento traslacional rocoso que afectó a la carretera de Cochabamba a Santa Cruz (centro de Bolivia). El riesgo de nuevos deslizamientos se solucionó mediante la perforación de un túnel. Foto M. C. Maldonado.





**FIGURA 7.24** Deslizamiento en placas desencadenado por un desmonte en la construcción de un ferrocarril. Se han indicado las etapas anteriores y posteriores al deslizamiento. East Slovakia (Zaruba y Mencl, 1969).

superficie. El ángulo de deslizamiento está relacionado con el grado y la profundidad de meteorización. Cuando la superficie de deslizamiento es irregular se desarrollan *grabens* y bloques girados (Fig. 7.24) (Zaruba y Mencl, 1969). Los deslizamientos en placas se caracterizan por su desarrollo superficial, con una longitud y anchura mucho mayor que la potencia del material deslizado. En cabecera presentan una grieta vertical arqueada y se desencadenan fundamentalmente con grandes precipitaciones; con la fusión del permafrost se moviliza la capa activa o mollisol (Ibsen *et al.*, 1996b).

Los **deslizamientos de detritos** (*debris slide*) son roturas en material no consolidado que en su avance se rompe en pequeñas partes (Varnes, 1978). La geometría del deslizamiento se caracteriza por ser poco profunda y tener una elevada relación entre la longitud y la anchura (Hutchinson, 1988) (Fig. 7.25). El material afectado suele ser coluviones o mantos de alteración. La rotura con frecuencia se origina a favor del contacto roca-regolito (Corominas, 1996). La velocidad y el recorrido aumenta con la pendiente y disminuye con el contenido de arcilla (Hutchinson, 1988). Los deslizamientos de detritos se desencadenan por terremotos e intensas precipitaciones que aumentan la presión de agua en los poros y reduce la resistencia al cizallamiento (Caine, 1980). Los deslizamientos de detritos pueden ser el origen del desarrollo de avalanchas de detritos (*debris avalanche*) (Guadagno *et al.*, 2005) y de *debris flows* (Corominas *et al.*, 1996).

Las **coladas de barro** (*mudslide* o *mudflow* en Europa y *earthflow* en América) son un tipo de movimiento en masa, en el que los detritos arcillosos, limosos o de arena muy fina se movilizan, fundamentalmente por deslizamiento sobre superficies de cizallamiento, con un movimiento relativamente lento, dando lugar a formas lobuladas o alargadas (Brunsden, 1984).

En las coladas de barro pueden distinguirse tres partes: área fuente, trayectoria y lóbulo o zona de acumulación (Fig. 7.26). El área fuente suele tener forma de anfiteatro. La longitud de la trayectoria depende de la pendiente y de la longitud de la ladera. La zona de acumulación lobulada se desarrolla en la base de la ladera y tiene un ángulo bajo y grietas radiales (Brunsden e Ibsen, 1996).

Un tipo de deslizamiento, que también podría incluirse en las categorías de los flujos es el **deslizamiento con**

**colada de barro** (*slump-earthflow*) (Sharpe, 1938) (Fig. 7.9), en el que se distinguen las diferentes partes señaladas en esta figura. También suele considerarse un deslizamiento complejo. El movimiento de las coladas de barro es lento y fluctúa entre 1 y 25 m/año aunque puede alcanzar valores mucho mayores. Suelen producirse por intensas lluvias o fusión rápida de nieve como sucedió en la carretera de La Puebla de Valverde a Camarena de la Sierra (provincia de Teruel), donde se originó un *slump-earthflow* sobre arcillas del Keuper en marzo de 1977 que dejó aislado varios días al pueblo de Camarena de la Sierra.



**FIGURA 7.25** Deslizamientos de detritos sobre fuertes pendientes en la Cordillera Central de los Andes, que afectan al trazado del ferrocarril entre San Lorenzo e Ibarra. Ecuador. Foto F. Gutiérrez.





**FIGURA 7.26** Colada de barro en la que se observa su trayectoria y lóbulo de acumulación. Funes. Alpes Dolomitas. Italia.

Como consecuencia, se construyó otra carretera para evitar el aislamiento del pueblo. Las coladas de barro suelen producirse en invierno en las regiones templadas. Así, en las laderas de argilitas orientadas al norte en las *badlands* de Las Bardenas Reales (Navarra), se movilizan pequeñas coladas de barro (Fig. 17.25) por los regueros en invierno, que corresponden con precipitaciones débiles de borrasca y se erosionan o destruyen por la arroyada concentrada en las épocas de lluvia de tormenta (Gutiérrez *et al.*, 1995). También se originan coladas de barro por fusión del permafrost (Fig. 15.14).

### 7.3.4 Extensiones laterales (*lateral spreading*)

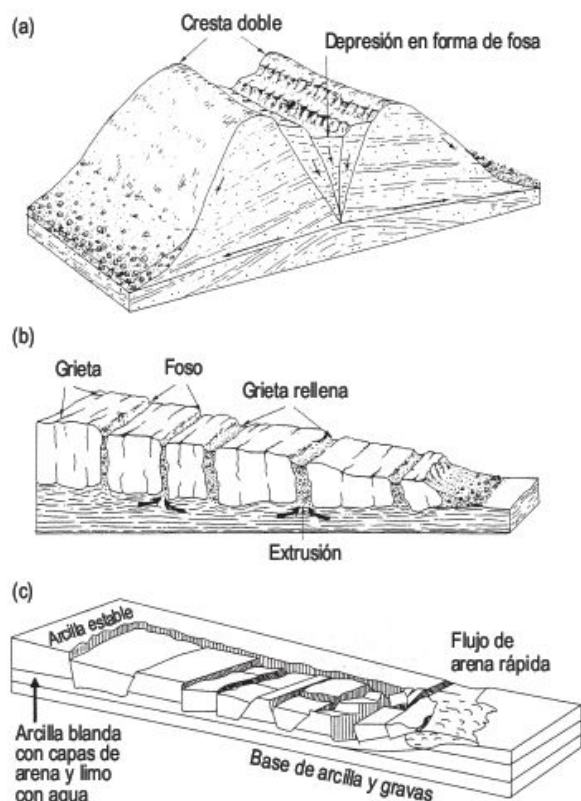
El término extensión (*spread*) fue introducido por Terzaghi y Peck (1948) para describir movimientos súbitos en arenas y limos con agua intersticial. La superficie de rotura no es una superficie de cizallamiento rápido. Pueden deberse a licuefacción o flujo (y extrusión) de material más blando (Cruden y Varnes, 1996). Por otra parte, Dikau *et al.*, (1996a) y Dikau (2004) señalan que la expresión extensiones laterales se utiliza fundamentalmente para describir el desplazamiento lateral de una roca o masa de suelo sobre un material infrayacente más blando, en el que la superficie de cizallamiento basal no suele estar bien definida.

Algunos autores señalan que el fenómeno denominado *sacking* se trata de una extensión lateral (Jahn, 1964).

#### 7.3.4.1 Extensiones laterales en rocas

La extensión en rocas consiste en desplazamientos laterales, bien de masas rocosas homogéneas o bien de rocas cohesivas que yacen sobre materiales dúctiles (Pasuto y Soldati, 1996; Borgatti y Soldati, 2005). La extensión lateral en rocas homogéneas, definida por primera vez por

Jahn (1964), suele ser de comportamiento frágil y no presenta una superficie o zona de deformación plástica muy definida. Su morfología se caracteriza por presentar doubles crestas, depresiones (zanjas o fosas) y escarpes orientados ladera arriba (Fig. 7.27a) (Pasuto y Soldati, 1996; Borgatti



**FIGURA 7.27** Bloques diagramas que indican (a) extensión lateral en una masa rocosa homogénea, (b) extensiones de formaciones cohesivas frágiles sobre materiales dúctiles (Pasuto y Soldati, 1996), y (c) extensión lateral con roturas en arena fina y limo (Varnes, 1978).



y Soldati, 2005). El origen de las extensiones laterales en rocas no es muy conocido, aunque pueden ser sensibles a los terremotos.

Estos movimientos pueden extenderse muchos kilómetros desde los bordes escarpados de plataformas estructurales. McGill y Stromquist (1979) señalan la existencia de fosas de 600 m de anchura, 300 m de profundidad y 20 km de longitud a lo largo de la zona oriental de Cataract Canyon, en el Río Colorado.

Otro tipo de extensión lateral en rocas es el que afecta a formaciones cohesivas frágiles que se superponen a unidades dúctiles, debidas generalmente a deformaciones por extrusión del material subyacente (Fig. 7.27b) (Pasuto y Soldati, 1996). Se producen fosas (*grabens*), grietas rellenas (*gulls*), fosos (*trenches*), depresiones pseudokárticas y flujos laterales (*bulges*) de material dúctil hacia el valle. Estas extensiones se producen lentamente a partir de grietas que se abren paulatinamente y, en las etapas finales, los bloques deslizan por la ladera. (Cancelli *et al.*, 1987). Cuando el proceso afecta a varios bloques se considera un deslizamiento causado por extrusión de rocas dúctiles (Zaruba y Mencl, 1982). La movilización por extrusión del material dúctil en la extensión lateral se estima que se debe a un comportamiento viscoelástico y la deformación se produce por pequeños desplazamientos. Estos deslizamientos parciales pueden unirse y formar una superficie de deslizamiento bien definida. Los movimientos de ladera producidos por extrusiones de rocas dúctiles, Zaruba y Mencl (1982) los denominan bloques deslizados (*block slides*).

Los fenómenos de *cambering* y *bulging*, analizados en el apartado 2.9 de este libro sobre modelados pseudoestructurales, (Varnes, 1978; Cruden y Varnes, 1996), se pueden englobar en esta categoría.

### 7.3.4.2 Extensiones laterales en suelos y detritos

Estas extensiones se pueden definir por el asentamiento de bloques de suelo sobre una capa de suelo sensible, o tam-

bién por una rotura progresiva de toda la masa deslizada (Buma y van Asch, 1996b). Las deformaciones del terreno que acompañan a la extensión pueden producir pérdidas de vidas e importantes daños a edificios, obras lineales y otras estructuras.

Las **arcillas rápidas** (*quick clays*) se encuentran en ambientes costeros que han estado próximos a los márgenes del hielo durante el Cuaternario (Alaska, Canadá oriental y fiordos de Noruega y Suecia). Pueden sufrir importantes extensiones, ya que al disolverse el sodio que contienen estas arcillas cohesivas las convierten en arcillas dispersas de fácil movilidad. Los deslizamientos de arcillas rápidas comienzan en las áreas de menor pendiente y se extienden ladera arriba por retroceso. En la primera etapa, se origina un deslizamiento rotacional, estando la superficie de deslizamiento en la capa de arcillas plásticas. Debido a la pérdida de soporte horizontal se desencadena rápidamente el retroceso, ladera arriba y hacia los flancos.

### 7.3.4.3 Sackung

El término fue introducido por Zischinsky (1966) para designar manifestaciones superficiales de *creep* profundo en laderas de substratos de rocas laminadas. El *sackung* (en plural *sackungen*) es una palabra de origen alemán, que típicamente presenta unos escarpes en la parte superior de la ladera (también llamados escarpes antiladera), contrarios y antitéticos y asociados a depresiones lineales, que tienen el aspecto de fosa (*graben*). Las pequeñas fosas, paralelas a las curvas de nivel, están rellenas de detritos con charcas efímeras (Figs. 7.28 y 7.29) (Gutiérrez-Santolalla *et al.*, 2005). Las dimensiones son de 15-300 m de longitud y de 1-9 m de altura. En algunos casos, el escarpe es cóncavo y parece la cabecera de un deslizamiento (Bordonau y Vilaplana, 1986).

Se han propuesto varios mecanismos para explicar los escarpes de las partes superiores de las laderas. Tabor



**FIGURA 7.28** *Sackung* con pequeña fosa rellena en la que se está realizando una zanja para el estudio de los sedimentos y obtención de edades absolutas. Valle glaciar de Estós, cerca de Benasque, Pirineo central. España. Foto F. Gutiérrez.





**FIGURA 7.29** Sackung en Ragged Mountains (Alaska). Foto F. Gutiérrez.

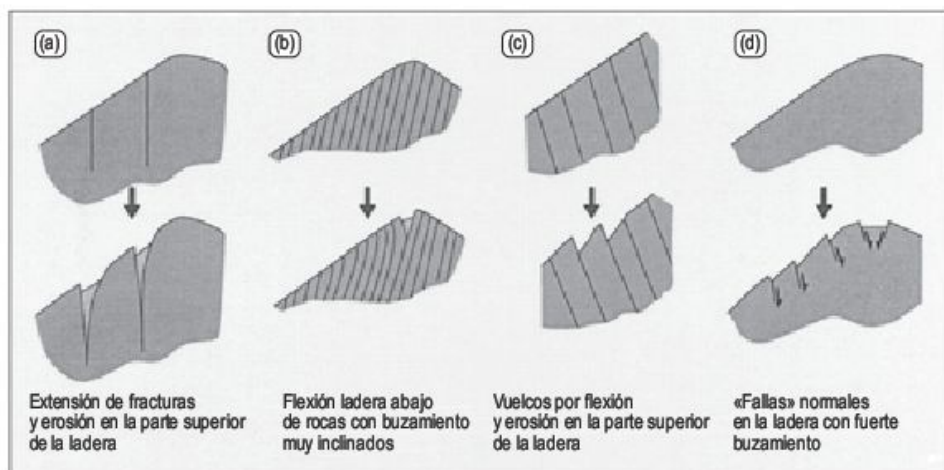
(1971) los considera causados por erosión diferencial. Jahn (1964) sugiere que los escarpes de las partes superiores de las laderas resultan de una combinación de extensión inducida por gravedad y erosión en la zona de las grietas de tensión originadas (Fig. 7.30a). Otros autores sugieren que la causante de los *sackungen* es la flexión lateral abajo en rocas muy laminadas (Fig. 7.30b) (Zischinsky, 1966, entre otros). Bovis (1982) propone que los *sackungen* se producen por vuelcos flexurales definidos por diaclasas de gran buzamiento, combinado con la erosión de la parte superior de la ladera, para dar origen a las depresiones (Fig. 7.30c). La interpretación más aceptada atribuye los escarpes de las partes superiores de las laderas a desplazamientos de planos de rotura de gran buzamiento (Fig. 7.30d) (McCalpin e Irvine, 1995; Pasuto y Soldati, 1996; Bisci *et al.*, 1996; entre otros). Es muy posible, por tanto, que las características geomorfológicas de los *sackungen* sean un caso de convergencia morfológica o equifinalidad (Gutiérrez-Santolalla *et al.*, 2005).

Se han aducido varias causas para explicar la extensión lateral, que origina los *sackungen*: pérdida de carga en va-

lles glaciares en retirada (Agliardi *et al.*, 2001); esfuerzos tensionales en las partes superiores de las laderas (Radbruch-Hall, 1978); sacudidas de terremotos (McCalpin, 1999 y otros); desplazamientos cosísmicos de fallas tectónicas profundas (McCalpin, 1999 y otros) y subsidencia por disolución de evaporitas (Gutiérrez, 1998; Calvo *et al.*, 1999).

Los datos sobre la edad de los *sackungen* son muy escasos. El trabajo realizado por Gutiérrez-Santolalla *et al.* (2005) encuentra que las edades más antiguas para la trinchera del *sackung* de la ladera del Valle de Vallibierna son 5900 cal. años BP y para la del vallé de Estós 6.790 cal. años BP. Esta cronología señala una considerable diferencia de edad con respecto al comienzo de la retirada de los glaciares y, por consiguiente, resulta difícil que tales *sackungen* se hayan generado por pérdida de carga de las laderas. McCalpin e Irvine (1995) encuentran también una diferencia de edad similar en el sur de las Montañas Rocosas. Por consiguiente, es especulativo establecer una relación entre los *sackungen* y los cambios climáticos (Gutiérrez-Santolalla *et al.*, 2005). Parece más probable

**FIGURA 7.30** Diagramas que ilustran los mecanismos implicados en la extensión lateral propuestos por varios autores, para la generación de los escarpes de la parte superior de la ladera (Gutiérrez-Santolalla *et al.*, 2005).





que la actividad sísmica puede ser una de las causas (McCalpin, 1999), aunque para corroborar este hecho sería preciso llevar a cabo investigaciones paleosismológicas (Jibson, 1996).

### 7.3.5 Flujos

Los flujos constituyen un tipo de movimiento en masa fluidificada por el agua o aire. El flujo implica una mayor deformación interna que un deslizamiento. Los movimientos tienen lugar sobre un gran número de pequeñas superficies de cizalla o porque el contenido en agua en la masa es tan alto, que llega a comportarse como un fluido (Bromhead, 1986).

Los flujos pueden subdividirse en varios tipos en función del material al que afectan: **flujos de detritos** (*debris flows*), **flujos de tierras** (*soil flows*) y **flujos de roca** (*rock flows*) (Dikau *et al.*, 1996a; Dikau, 2004). Los *debris flows* movilizan fragmentos de roca, bloques y cantos en una matriz arenosa con escaso contenido en arcilla. Los flujos de tierras se desarrollan en arenas, limos y arcillas saturados en agua o licuefactados, que adquieren un comportamiento fluido (*mudflow*, flujos de barro), aunque también se producen solo en arenas (*grain flows*).

La reología del material y las morfologías resultantes de los flujos de tierras y detritos son similares, existiendo una transición gradual entre ambos extremos. Así, para que un flujo se considere *mudflow*, el material movilizado debe contener más del 50% de partículas finas.

A diferencia de los tipos de flujo anteriormente descritos, que se desarrollan sobre materiales no consolidados, existe otro que afecta a rocas consolidadas (cohesivas): son los *rock flows* (Varnes, 1978) que generalmente se asocian a deformaciones gravitacionales profundas (*sackung*).

Los *debris flows* constituyen un flujo de sedimentos formado por una mezcla de fragmentos gruesos empastados en una matriz de partículas finas con un contenido de agua y aire en su interior (Johnson, 1970; Innes, 1983; Costa, 1984, 1988a; Johnson y Rodine, 1984; Takahashi, 1991; Coussot y Meunier, 1996; Corominas *et al.*, 1996; Dikau, 2004). Los *debris flows* se localizan en la mayoría de las zonas morfoclimáticas y pueden desplazarse grandes distancias y ser muy destructivos. La fuente de material se encuentra en los depósitos de ladera y de alteración. En las montañas podemos tener otra de las áreas de alimentación que son los depósitos aluviales correspondientes a anteriores etapas de actividad fluvial. El agua necesaria para generar un *debris flow* suele proceder de tormentas de alta intensidad o a veces de deshielos rápidos o precipitaciones pluviales sobre un manto de nieve en las laderas. Estas circunstancias producen una escorrentía rápida, que al mezclarse con sedimentos heterométricos con abundantes partículas arcillosas, dan lugar a los *debris flows*. Estos se comportan como un fluido viscoso al aumentar la velocidad y disminuir la resistencia al cizallamiento (Johnson, 1970). La viscosidad de los *debris flows* varía considerablemente, de tal manera que cuando son muy viscosos y de gran volumen erosionan los canales y producen *levees* (diques) netos en sus bordes por desbordamiento del canal. Por el contrario, si la viscosidad es muy elevada, al desplazarse por laderas de prados apenas erosionan y los *levees* son muy pequeños (Selby, 1993). Todo ello conforma una oleada de detritos humedecidos que se desplazan por gravedad a lo largo de un canal (Fig. 7.31). La morfología de los *debris flows* es variable, aunque con rasgos comunes. Las formas más frecuentes de estos depósitos de flujo son las lobuladas en la zona frontal, junto con ondulaciones en las partes ante-



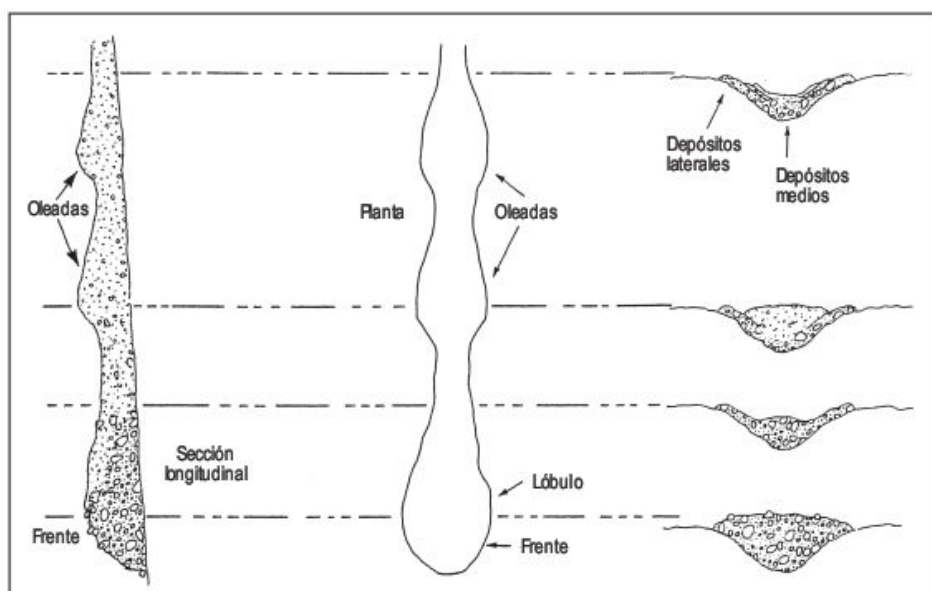
**FIGURA 7.31** *Debris flow* con lobulaciones, emplazado sobre un cono de derrubios de grandes dimensiones. Ibón de Plan. Pirineo aragonés. Foto P. Lucha.



niore, que son el resultado de sucesivas oleadas de material (Fig. 7.32). En los *debris flows* se diferencian unos depósitos laterales y centrales que acaban en un talud frontal (Johnson y Rodine, 1984). Los *debris flows* inciden considerablemente en el canal de desagüe e incluso pueden desbordarlo dejando depósitos en los márgenes (*levees*). La estructura interna (Fig. 7.33) es masiva con grandes clastos distribuidos al azar englobados en una matriz de grano fino, aunque localmente pueden encontrarse lenticiones de arenas o limos depositados por un flujo más fluido entre sucesivos aportes de *debris flows*. Estos depósitos estratificados, denominados depósitos de transición, pueden formarse en condiciones de tránsito entre una fase de *debris flow* y otra fluvial, frecuentemente al final del desarrollo de los *debris flows* (Wells y Harvey, 1987). Estos últimos son más frecuentes en las zonas proximales de los abanicos aluviales de ambientes desérticos.

Se reconocen dos mecanismos para el origen de los *debris flows*. El que tiene una mayor aceptación propone la transformación en *debris flows* de deslizamientos de detritos de laderas abruptas, de 27° a 56°, por adición de agua de precipitación o de fusión nival, por ello desde un punto de vista morfológico, la cabecera de los *debris flow* suele ser un *debris slide*. Este empapamiento del depósito suelto trae consigo la disminución de la fricción entre partículas y el movimiento ladera abajo del *debris flow* (Campbell, 1975; Costa, 1988a). Otro mecanismo sugiere que los *debris flows* se generan por agua que fluye rápidamente y al encontrarse con un depósito suelto se mezcla con el mismo para producir un *debris flow* (Johnson, 1970; Johnson y Rodine, 1984). Estos autores denominan a este tipo de iniciación del proceso «efecto de manguera de agua». Para producir los *debris flow* con cualquiera de los mecanismos, se necesitan precipitaciones

**FIGURA 7.32** Esquema de un *debris flow* lobulado en el que se indican las olas de detritos y los depósitos laterales y medios (Johnson y Rodine, 1984).



**FIGURA 7.33** Contacto por falla entre depósitos de *debris flow*, a la izquierda de la fotografía, y sedimentos fluviales estratificados, a la derecha. Abanicos aluviales pleistocenos en río Blanco. Precordillera de los Andes. Provincia de Mendoza. Argentina.





nes de elevada intensidad, que pueden originar inundaciones repentinas (*flash floods*). Estas no suelen ser frecuentes y el intervalo de recurrencia para la génesis de estos depósitos se estima de 300 a 10.000 años (Costa, 1988), aunque localmente.

Los *debris flows* se desencadenan por intensas lluvias, cuando existe abundante material coluvial, y se movilizan a través de canales y sobre abanicos aluviales (Johnson y Rodine, 1984), para depositarse finalmente en zonas de baja pendiente, alimentando en numerosas ocasiones la cabecera de los abanicos aluviales. La distinción entre depósitos de *debris flows* y fluviales no siempre es fácil, ya que parece existir una gradación continua entre ambos (Hooke, 1987). Ambos proceden de fluidos canalizados con diferente viscosidad y gran capacidad de transporte y erosión.

En su recorrido los *debris flows* arrancan la vegetación, cubren carreteras, canales y ferrocarriles, arrastran coches, destruyen construcciones y recubren campos de cultivo (Hooke, 1987). En áreas arcillosas de zonas semiáridas también se producen coladas de barro que se canalizan por la red de regueros y barrancos, ocasionando riesgos importantes.

Los *debris flows* son muy frecuentes en las zonas semiáridas del mundo y han sido estudiados por numerosos investigadores, sobre todo en California. A modo de ejemplo, en La Canada Valley, Los Ángeles County, se han producido en 1934, 1938 y en el periodo 1962-1971 numerosos *debris flows* que han ocasionado 63 muertos e importantes pérdidas materiales (véase Johnson y Rodine, 1984).

El área de la ciudad de Gissar, situada al sur de Tadjikistán, cerca de la frontera con Afganistán, sufrió un terremoto en 1988 que desencadenó multitud de deslizamientos en las colinas alomadas constituidas por loess, que estaban saturadas por el agua de riego. La aceleración sísmica produjo la licuefacción de estos materiales, dando lugar a flujos de barro, que afectaron a un área de hasta 2 kms de distancia y en total se movilizaron unos 20 millones de  $m^3$ , quedando enterradas casas en las afueras de la ciudad (Ishihara, 1989).

En algunas zonas, el desarrollo urbano se extiende hasta los ápices de los abanicos, lo que propicia una mayor progresión de las coladas de detritos y de barro, ya que el sustrato urbanizado facilita la propagación del flujo y, al ser impermeable, evita las pérdidas de agua (Rantz, 1970).

Los *lahares* son *debris flows* originados a partir de material piroclástico de los flancos de un volcán, generalmente de carácter explosivo. Los lahares pueden variar de tamaño desde volúmenes menores de 0,1 millones de  $m^3$  a colapsos de edificios volcánicos ( $>3.500$  millones de  $m^3$ ) (Neall, 2004). Constituyen uno de los riesgos volcánicos más devastadores, que han producido la pérdida de numerosas vidas humanas y han destruido las estructuras encontradas a su paso. Según Neall (1996) han causado 64.000 muertos a lo largo de la historia.

## 7.3.6 Movimientos de masa complejos

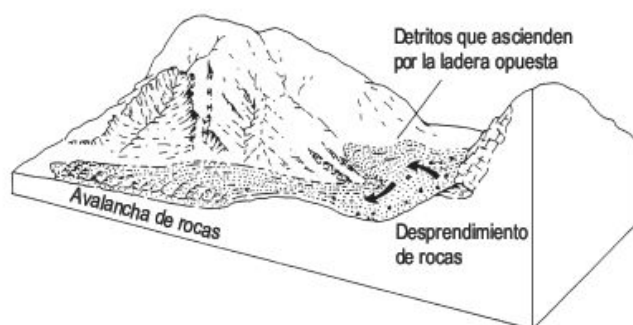
Con frecuencia, los movimientos de ladera implican uno o más tipos de los movimientos descritos con anterioridad. Los movimientos de masa complejos se manifiestan por las diferentes partes de la masa movilizada o por las distintas etapas del desarrollo de los movimientos (Varnes, 1978). Así, es común que una masa comience a moverse de acuerdo con un determinado tipo de rotura y posteriormente evolucione en su desplazamiento a otro tipo de movimiento.

Muchos ejemplos, algunos de ellos catastróficos como los del Huascarán (Perú) o Aberfan (Reino Unido), ilustran claramente los tipos más frecuentes de movimientos de masa complejos.

### 7.3.6.1 Avalanchas de rocas

Las avalanchas de rocas, también denominadas *sturzstrom* por Hsu (1975) pueden definirse «como un movimiento en masa fluidificado, fundamentalmente por aire, que moviliza rápidamente grandes volúmenes de roca, derivados de la desintegración de rocas desprendidas, que se movilizan por la influencia de la gravedad» (Sejmonsbergen *et al.*, 2005) (Figs. 7.34 y 7.35). En la zona de acumulación su volumen puede superar los 10 millones de  $m^3$ , cubriendo una superficie mayor de 0,1  $km^2$  (Angeli *et al.*, 1996).

Las velocidades de las grandes avalanchas de rocas superan los 90 km/hora y algunos bloques alcanzan los 350 km/hora. Pueden recorrer hasta 10-30 km y ascender a alturas de varios cientos de metros en la ladera opuesta. En ocasiones, las avalanchas de rocas se canalizan y depositan su carga al pie de la montaña, generando una morfología en abanico (Fig. 7.36). Las grandes avalanchas se originan fundamentalmente en las altas montañas de laderas abruptas, socavadas por procesos fluviales y glaciares, que generan escarpes subverticales o cantiles susceptibles de sufrir caídas de grandes masas rocosas (Selby, 1993).



**FIGURA 7.34** Bloque diagrama de una avalancha de rocas (Angeli *et al.*, 1996).





**FIGURA 7.35** Fuertes escarpes en la dolomía principal, desprendimientos, cono de detritos y avalancha de rocas. Passo de Giou (2236 m). Alpes Dolomitas. Italia.



**FIGURA 7.36** Canal y abanico correspondiente a una avalancha de rocas. Parque Natural di Dolomiti di Sesto. Italia.

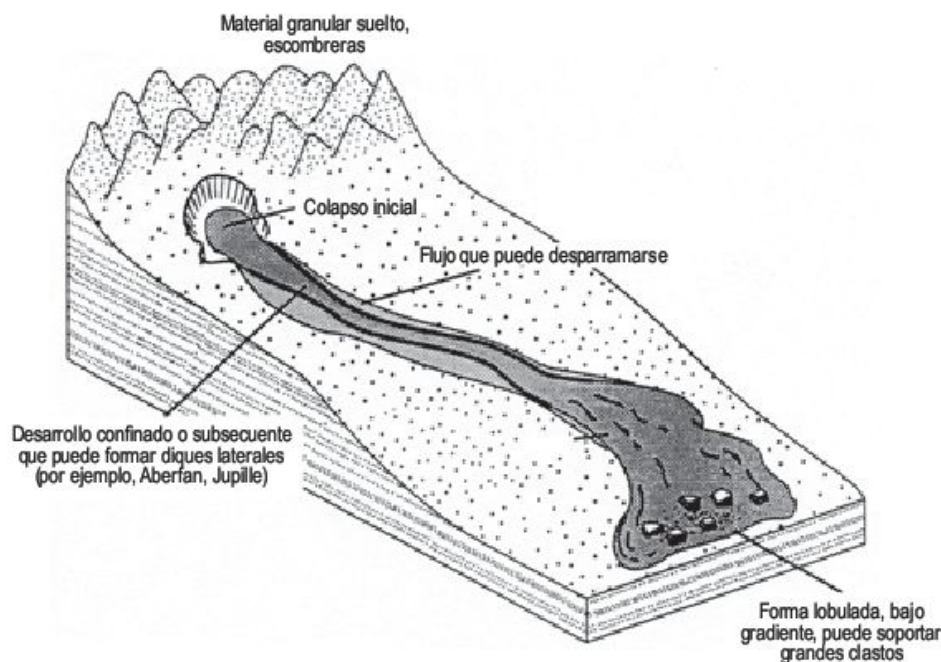
El análisis mecánico de una avalancha de rocas incluye, en primer lugar, la rotura inicial que origina desprendimientos y, en segundo lugar, el desplazamiento subsiguiente (Angeli *et al.*, 1996). Se han emitido numerosas hipótesis para explicar el origen de las avalanchas de rocas, pero ninguna parece del todo satisfactoria. Además de las socavaciones, se piensa que la retirada de los hielos después de la última glaciación puede haber producido descompresiones en las laderas de las montañas (Panizza, 1973), pero el principal problema es explicar las causas del desplazamiento de los grandes volúmenes de roca y el cambio cinemático que se produce después de la rotura inicial (Angeli *et al.*, 1996).

### 7.3.6.2 Flujos deslizantes (flow slides)

Son colapsos estructurales del material de ladera, que se fluidifica momentáneamente y moviliza, alcanzando gran

velocidad y largo desplazamiento (Ibsen *et al.*, 1996c; Dikau, 2004) (Figs. 7.37 y 7.38). Un flujo deslizante está compuesto por material poco compactado que pierde su cohesión y alcanza la fluidificación de la masa. El fluido puede ser aire o agua y, por consiguiente, el mecanismo dominante es la fluidificación o licuefacción. El flujo deslizante es un movimiento en masa complejo que comienza con un deslizamiento que en su progresión se fluidifica rápidamente y se convierte en un flujo. Su nombre se debe a que muestra rasgos morfológicos propios, tanto de un deslizamiento como los de un flujo. Cuando cesa el deslizamiento el flujo subsiguiente cesa poco después (Ibsen *et al.*, 1996c; Dikau, 2004). Por lo general, la duración del flujo suele ser de unos pocos minutos, aunque en el frente del flujo deslizante puede removilizarse algunos días después, como tuvo lugar en Jupille (Bélgica) (Calamber y Dantine, 1964). Los flujos deslizantes se producen en materiales casi sin cohesión, como tilles glaciares, es-





**FIGURA 7.37** Bloque diagrama de un típico flujo deslizante (Ibsen, 1996c).



**FIGURA 7.38** Flujo deslizante en un cordón morrénico constituido por material suelto heterométrico de *till* glacial. Barranco de Remascán. Benasque. Pirineo de Aragón. Foto F. Gutiérrez.

combreras de carbón, como el desastroso flujo deslizante de Aberfan (Reino Unido) de octubre de 1966, y el de cenizas en Jupille (Bélgica) de febrero de 1961. También en vertederos, como en Portiño (Coruña, España), en septiembre de 2002 (Fig. 7.39) se desencadenó un importante deslizamiento que causó un gran impacto ambiental. Bishop (1973) lleva a cabo un minucioso estudio sobre estos tipos de flujos deslizantes.

En esta categoría de movimientos en masa complejos se puede incluir el deslizamiento reactivado de La Valette de marzo de 1988 (Fig. 7.40) en los Alpes de Haute-Provence, situado en la margen derecha del río Ubaye, en la cuenca del torrente de La Valette. El escarpe principal

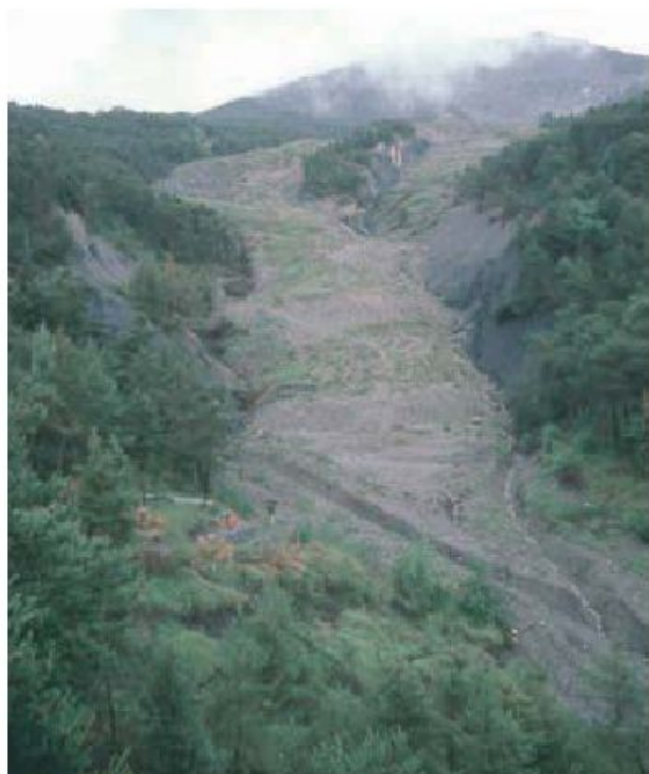
de la cabecera tiene 300 m de altura y corresponde a un deslizamiento rotacional. A partir del mismo, fluyeron arcillas negras jurásicas y *till* glacial con un volumen de 6 millones de m<sup>3</sup>, estando el plano de deslizamiento a 30 m de profundidad.

Las causas de estos movimientos en masa complejos pueden ser vibraciones, temblores sísmicos, intensas precipitaciones, sobrecarga rápida y movilización del soporte lateral (Ibsen *et al.*, 1996c). Estos flujos deslizantes poseen una gran energía y llegan a transportar enormes bloques. Como consecuencia, han producido numerosas pérdidas humanas y cuantiosos daños materiales en infraestructuras e incluso modificados cauces de ríos.





**FIGURA 7.39** Flujo deslizante en un vertedero. Portiño (Coruña). España.



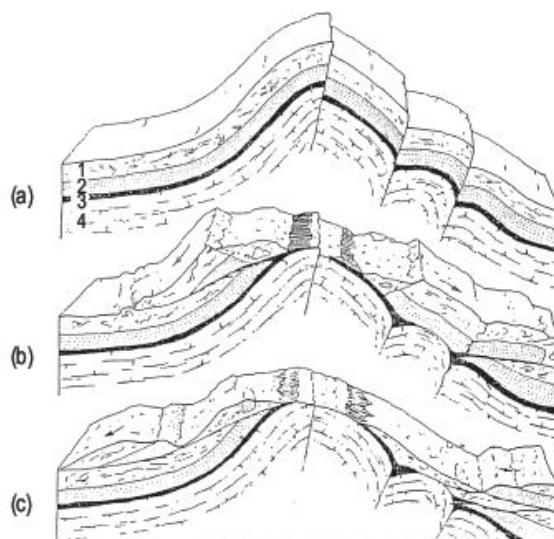
**FIGURA 7.40** Flujo deslizante de La Valette. Alpes de Haute Provence. Francia.

### 7.3.6.3 Grandes deslizamientos gravitacionales

Además de los deslizamientos a lo largo de superficies pre-determinadas de la clasificación de Zaruba y Mencl (1982), como el deslizamiento intracuaternario de Flims (Suiza), se reconocen otros movimientos antiguos de rocas sobre planos de estratificación o sobre argilitas, filitas y micasquitos. Estas deformaciones de grandes dimensiones en

laderas de montaña se conocen como *deslizamientos gravitacionales* y son movimientos complejos. Se producen en conjuntos sedimentarios levantados tectónicamente formando una estructura plegada. Los complejos de capas levantadas deslizan ladera abajo a favor de materiales de coeficiente de fricción bajo. Estos deslizamientos suelen ser de gran extensión (Zaruba y Mencl, 1982).

Se han descrito, en el ámbito de la tectónica, en relación con los mantos de corrimiento, numerosos deslizamientos gravitacionales en las montañas alpinas europeas. Un ejemplo de los Apeninos lo estudió Giannini (1951), en el que arcillas estratificadas y areniscas del Oligoceno deslizaron sobre arcillas del Malm (Fig. 7.41). También en

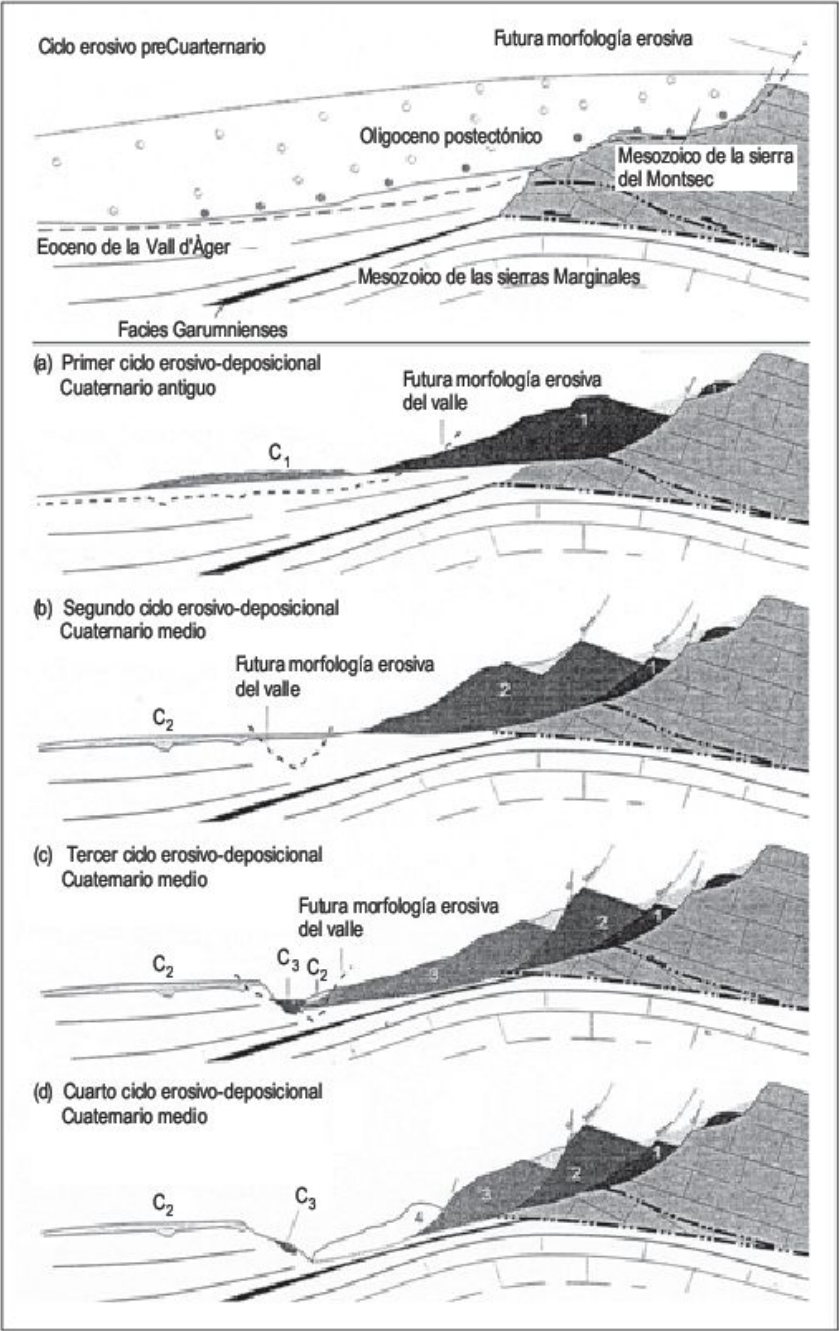


**FIGURA 7.41** Desarrollo de un deslizamiento gravitacional: 1) arcillas estratificadas, 2) areniscas, 3) arcillas rojas, 4) calizas silíceas. (a) Levantamiento de un pliegue fallado. (b) Deslizamiento gravitacional de la parte apical del pliegue a lo largo de la capa arcillosa. (c) estado final después de la denudación parcial (Giannini, 1951).

los Dolomitas (Alpes) de Cortina d'Ampezzo (Italia) se ha identificado una deformación gravitacional profunda con varias etapas de evolución. En la parte superior del movimiento se produce la extensión lateral acompañada por deslizamientos de bloques y, en las partes inferiores, la extensión lateral evoluciona a deslizamientos de bloques. En cambio, en la base se desarrollan desprendimientos, vuelcos y pequeños deslizamientos (Pasuto *et al.*, 1994).

En la Sierra del Montsec (Prepirineo central) se han estudiado deslizamientos afectados por la superficie de erosión pre-oligocena y otros más antiguos de grandes dimensiones, que se generaron durante el Garumniense y el

Eoceno inferior. Los deslizamientos cuaternarios han estado activos hasta la actualidad. Rosell y Linares (2001) señalan que en los frentes de cabalgamiento se originan frecuentemente movimientos en masa que pueden ser sincrónicos con el emplazamiento o posteriores. Coinciden con el momento en el que el relieve es más enérgico. Así, en el frente de la lámina cabalgante del Montsec se desarrollan estos movimientos en masa, los cuales se han cartografiado y ordenado cronológicamente. Se trata de un conjunto de deslizamientos rotacionales, que a lo largo de su evolución temporal aparecen escalonados (Fig. 7.42). Estiman que el clima ha sido el factor desencadenante de los mismos.



**FIGURA 7.42** Modelo evolutivo propuesto para los deslizamientos gravitacionales de la Sierra del Monsec. Se muestra la sucesión temporal de cuatro ciclos erosivo-deposicionales, acordes con el registro cuaternario de la zona (Rosell y Linares, 2001).



En el estudio de los movimientos de masa es de primordial importancia el reconocimiento de los factores que condicionan la estabilidad de las laderas y aquellos otros que los desencadenan (Ayala *et al.*, 1987b; González de Vallejo *et al.*, 2002; Phillips, 2005).

Los materiales de una ladera están sometidos a esfuerzos de cizalla que tienden a promover el movimiento del material ladera abajo, a lo que se opone la resistencia de cizalla contraria al movimiento. Por lo tanto, se puede calcular un **factor de seguridad**, que resulta de la relación resistencia/esfuerzo de cizalla. En una ladera estática la resistencia supera al esfuerzo de cizalla y el factor de seguridad es mayor que uno (Crozier, 2004b). La inestabilidad se determina no solo por el margen de estabilidad de una ladera, sino también por las fuerzas desestabilizadoras externas que afectan a la misma (Crozier, 1986).

Los movimientos de masa están íntimamente ligados al ciclo geológico. La epigénesis, meteorización, erosión, etc. son procesos de ladera de larga duración que preparan las condiciones para que se desencadenen los movimientos en masa.

En función de la intensidad de actuación de los procesos dinámicos y estáticos, y de acuerdo con Selby (1982), existen dos tipos de laderas: las que la meteorización es menor que la tasa potencial de remoción del material y aquellas en las cuales la tasa de transporte no puede eliminar todo el regolito que se produce, por lo que este se acumula sobre la ladera. Un punto intermedio sería aquel en el que ambos procesos están equilibrados.

En conjunto y a largo plazo, los procesos de ladera están determinados por la incisión fluvial. La ampliación de los valles se debe principalmente a procesos de ladera, mientras que la corriente de fondo del valle incide verticalmente y transporta los materiales aguas abajo (Cotton *et al.*, 1996). Este es un proceso de larga duración, responsable de muchos de los relieves que actualmente observamos.

Con el fin de entender adecuadamente las causas y desarrollo de la inestabilidad, se pueden diferenciar varios factores (Crozier, 1986, 2004b): 1) **Factores precondicionantes**, que son estáticos, factores inherentes en los que no solo influye el margen de estabilidad, sino que actúan como catalizadores para permitir operar más efectivamente a otros factores dinámicos desestabilizadores, en los que se puede catalizar el movimiento en masas por causas externas (socavación, lluvias de tormenta), 2) **Factores preparatorios**: son dinámicos, ya que por definición predisponen la ladera al movimiento; es decir, son facto-

res que hacen a la ladera susceptible al movimiento sin llegar a iniciarlo (meteorización, cambio climático, levantamiento tectónico, deforestación, acciones humanas). 3) **Factores desencadenantes** son aquellos que inician el movimiento y la ladera llega a ser inestable (lluvias intensas, sacudidas sísmicas, y socavación). 4) **Factores sustentadores** son los que controlan en una ladera activa inestable la duración, forma y velocidad del movimiento.

En algunas regiones los movimientos de masas no son muy frecuentes, mientras que en otras son tan abundantes que constituyen un factor crucial en el modelado del relieve (Fig. 7.25). Así, en la isla montañosa de Taiwán, que experimenta precipitaciones tropicales de alta intensidad, se han reconocido 7.810 deslizamientos en un área de 100 km<sup>2</sup> durante el periodo de 1965 a 1977 (Lee, 1981). No obstante, la mayoría de las laderas son estables durante la mayor parte del tiempo.

Los deslizamientos pueden deberse a varias causas, incluyendo las geológicas, morfológicas, físicas y antrópicas (Alexander, 1992; Cruden y Varnes, 1996), aunque solo una suele ser la desencadenante (Varnes, 1958). En algunos casos, pueden producirse deslizamientos sin que exista una causa evidente desencadenante, sino que se originan por varios factores que se combinan, como la meteorización que paulatinamente produce una disminución de la resistencia al cizallamiento de la ladera (Wieczorek, 1996).

Las **causas geológicas** representan las características fundamentales del material que constituye la ladera, que comprenden la litología, composición mineralógica y textural del material, así como su estructura (Borgatti y Soldati, 2005), que en conjunto determinan el comportamiento geomecánico.

Las rocas y los suelos contienen muchos planos de debilidad que reducen significativamente la resistencia de cizalla de la masa situada encima del material sin alterar. Estas discontinuidades también juegan un papel fundamental en el movimiento del agua subterránea (Henscher, 1987). Este autor clasifica las discontinuidades geotécnicas frecuentes en todos los tipos de rocas y suelos y diferencia: diaclasas tectónicas, fallas, lamamiento (*sheeting*) y discontinuidades litológicas. Cuando las discontinuidades presentan ángulos semejantes a los de las laderas, se facilita el desencadenamiento de deslizamientos traslacionales, como por ejemplo en el *flysch*.

En terrenos graníticos, las características más importantes que afectan al comportamiento mecánico del regolito son las discontinuidades heredadas, la textura y los tipos de minerales de arcilla. Lógicamente, también influ-



ye el grado de meteorización y estructuración del saprolito, ya que las laderas cubiertas de bloques meteorizados evolucionan por desprendimientos. El *grus* presenta una elevada porosidad con una baja resistencia al cizallamiento y cuando se satura pierde la cohesión. Generalmente, en las alteritas de rocas graníticas, el plano de deslizamiento se sitúa en profundidad, próximo al contacto de la roca fresca con el regolito (Tricart, 1974a). El movimiento en masas suele ser de tipo rotacional (Durgin, 1977). Este tipo de deslizamientos predomina al sur de Minas Gerais (Brasil), en el modelado domático de las «*meias naranjas*» (Tricart, 1974a). La presencia de discontinuidades relictas en el regolito, en las que se incluye la superficie basal de meteorización y antiguos planos de deslizamiento, facilita la penetración del agua, lo que reduce la resistencia al cizallamiento, pudiendo desencadenarse deslizamientos traslacionales. Se han citado ejemplos en la Sierra de la Costa, en Venezuela (Garner, 1966).

Las caolinitas existentes en el regolito de los trópicos húmedos tienen un límite de contracción bajo, de manera que no se agrietan en las épocas secas. Sin embargo, la presencia de minerales de la arcilla del tipo 2:1 (montmorillonita) da lugar a una retracción importante, con la generación de fisuras, que permiten una rápida infiltración y la fluidificación, lo que favorece la generación de deslizamientos (Zaruba y Mencl, 1982). Por otra parte, los saprolitos caolíníficos presentan unos elevados límites de plasticidad y liquidez, mientras que en los saprolitos con montmorillonita son más bajos. Por lo tanto, cuando se producen importantes lluvias y el material alcanza el límite líquido, se desencadenan gran cantidad de deslizamientos de distintos tipos, tal como sucedió en el piedemonte de los Andes de Venezuela donde se midieron 899 mm en La Fría, durante los meses de febrero y marzo de 1972 (Tricart, 1974a). Cuando las pendientes de las laderas son importantes, predomina la disección y los minerales de la arcilla existentes son del tipo 2:1, ya que la caolinita necesita para generarse un periodo de tiempo largo. La presencia de cantidades significativas de arcillas hinchables acentúa el proceso de levantamiento y además disminuye la resistencia al cizallamiento del material de la ladera.

Parece evidente que la energía del relieve, la geometría (altura, longitud y forma) y la exposición de la ladera, constituyen las principales **causas geomorfológicas**. Una acción frecuente es la modificación de la geometría de la ladera, que puede deberse a causas naturales como la socavación fluvial y litoral, disolución, piping, etc., o artificiales, como los desmontes realizados para una obra ingenieril (Brunsden, 1979; Borgatti y Soldati, 2005).

En las laderas de escasa **inclinación** se originan muy pocos deslizamientos. En los trópicos húmedos africanos los trabajos de diversos autores (Thomas, 1994b) señalan que la inestabilidad en las laderas aparece por encima de 26-28°, aunque estos valores pueden diferir substancialmente en otras regiones del mundo. Según distintos investigadores, la mayoría de los deslizamientos se desa-

rollan entre 28 y 45°. Cuando las laderas son muy abruptas los deslizamientos generados son muy numerosos, sobre todo en relación con fuertes lluvias (Fig. 7.25). También se debe considerar la historia geológica de la ladera, ya que podemos encontrar antiguos deslizamientos relictos o fósiles, que pueden aportar datos muy valiosos para la interpretación de deslizamientos activos (Dramis y Sorriso-Valvo, 1994; Rosell y Linares, 2001).

La **meteorización** de las rocas es el resultado de la combinación de procesos físicos, químicos y biológicos, que conducen a su desintegración. Las rocas o suelos están afectados por influencias externas y variaciones atmosféricas, que crean inestabilidades al disminuir la resistencia al cizallamiento y la cohesión de los materiales (Crozier, 1986; Taylor y Cripps, 1987).

Se reconocen un conjunto de variables que inciden en la meteorización y formación de suelos: clima, actividad biológica, topografía (que influye en el drenaje), roca madre y tiempo necesario para la desintegración y formación de suelos (Jenny, 1980). Uno de los principales efectos de la meteorización es el cambio en el tamaño de grano, que conduce por lo general a una distribución que depende del tamaño de las partículas o a una distribución multimodal, en función de la roca madre. Cada tipo de distribución granulométrica está relacionada con un cambio específico de la resistencia del regolito y su comportamiento posterior (Brunsden, 1979).

De todos los parámetros climáticos, el más importante, sin duda, es la **precipitación**, ya que es el principal contribuyente a la rotura de la ladera. Esta puede tener lugar por aumento de la presión de los poros, lo que reduce la resistencia del material por hidratación de arcillas, peso de la lluvia o nieve, como agente de meteorización y, cuando tienen lugar las crecidas de los ríos, por socavación basal (Selby, 1993), que disminuye o elimina su soporte en la base e incrementa el esfuerzo de corte en los materiales (Ayala *et al.*, 1987).

El agua que penetra en el regolito se mueve hacia una zona de gradiente potencial más bajo, tanto en condiciones saturadas como no saturadas. En condiciones saturadas todos los poros del regolito están rellenos de agua, lo que es frecuente en las partes inferiores de la alterita y después de una intensa precipitación. En general, el flujo no saturado es el predominante durante una gran parte del tiempo y se caracteriza por la presencia de agua solo en los poros pequeños y por su flujo muy lento (Selby, 1993). El aumento de la presión de agua de los poros produce un cambio de consistencia, que a su vez disminuye la cohesión y la fricción interna, lo que facilita los movimientos de deslizamiento. Si tiene lugar un aumento rápido en la presión de agua de los poros puede producirse una licuefacción súbita, sobre todo en arenas finas y limosas (Zaruba y Mencl, 1969).

Según numerosos autores los deslizamientos superficiales en suelos y rocas meteorizadas se generan frecuentemente en laderas pendientes durante los momentos más

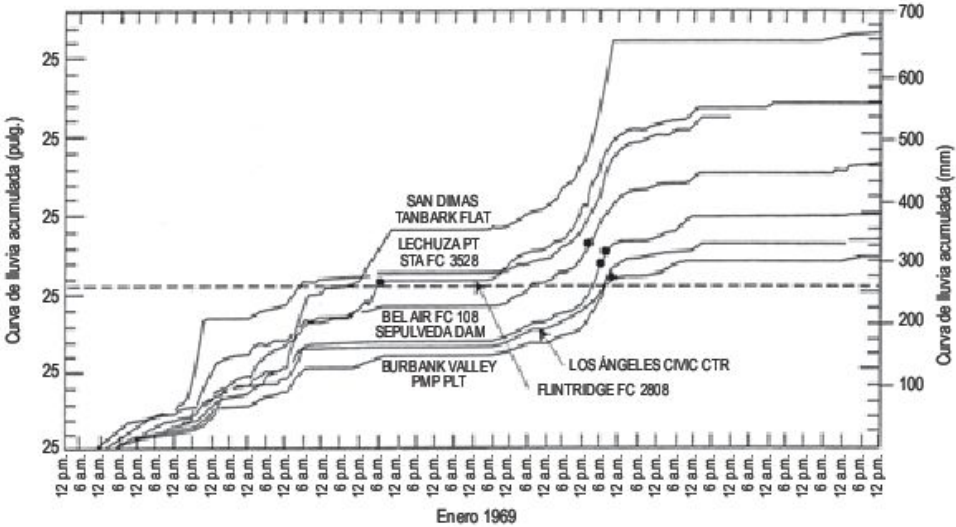


intensos de lluvia de tormenta. Es necesario superar ciertos umbrales de intensidad y duración para el desencadenamiento de estos movimientos en masa (Wieczorek, 1996) (Fig. 7.43). El estudio de Campbell (1975) en Santa Mónica Mountains, sur de California, señala que cuando la precipitación supera 6,35 mm/h se desencadenan deslizamientos superficiales que pueden transformarse en peligrosos *debris flows*.

Con frecuencia, las fuertes precipitaciones dan lugar a deslizamientos e inundaciones de carácter catastrófico. Durante el 1 al 4 de octubre de 1968, varios estados del noreste de la India sufrieron importantes lluvias monzónicas que produjeron deslizamientos e inundaciones enterrando o soterrando parcialmente las ciudades de Darjeeling y Jalpaiguri. Fallecieron unas 1.000 personas y se registraron numerosas pérdidas materiales, sobre todo en oleoductos, carreteras, ferrocarriles y viviendas (Davis, 1992). Esta acción combinada de inundaciones y

deslizamientos también se manifestó en Honduras y Nicaragua y otros países centroamericanos, como consecuencia de las lluvias relacionadas con el Huracán Mitch que se desarrolló entre el 29 de octubre y 3 de noviembre de 1998 (Hubp e Inbar, 2002; Rubiera, 2002; Baños, 2002). El 85% de las tierras quedaron inundadas y se estima en más de 10.000 las personas fallecidas y 15.000 las desaparecidas, además de producir cuantiosos daños en infraestructuras, viviendas y agricultura. El deslizamiento desencadenado en el Volcán Casitas (Fig. 7.44) se canalizó por las faldas de la ladera y los piroclastos constituyentes se convirtieron en un *debris flow* por adición de agua, derramándose en las tierras agrícolas al pie del volcán, donde se localizaban numerosos asentamientos que fueron sepultados, causando la muerte de unas 1.500 personas. La potencia del *debris flow* en las zonas distales se estima en unos 2 m (comunicación personal del profesor A. Cendrero).

**FIGURA 7.43** Curvas acumulativas de los registros de precipitación de Santa Mónica y San Gabriel Mountains, sur de California. Cada una de las curvas corresponde a la estación indicada en la figura. Los puntos gruesos indican los *debris flows* conocidos. Las partes más inclinadas de las curvas acumulativas indican una mayor intensidad de precipitación (modificado de Campbell, 1975).



**FIGURA 7.44** Deslizamiento del volcán Casitas y *debris flow* subsecuente, desencadenados por las lluvias del Huracán Mitch a finales de octubre y primeros de noviembre de 1998. Los materiales del *debris flow* sepultaron a unas 1.500 personas. Noroeste de la ciudad de León. Cadena volcánica de Maribios. Nicaragua. Foto A. Gómez Sal.





Los deslizamientos constituyen un fenómeno erosivo, periódico y catastrófico en determinadas zonas (Guerra y Favis-Mortlock, 2002). Así, la región comprendida entre Sao Paulo y Río de Janeiro está surcada por las abruptas Serras do Mar y Mantiqueira, separadas por la Val Parai-ba. Se han registrado deslizamientos catastróficos en 1942, 1956, 1966, 1967 y 1988. Como consecuencia de las inundaciones y deslizamientos de 1942 se establecieron medidas gubernamentales en relación con las prácticas de construcción, conservación forestal y usos del suelo. En marzo de 1956, la ciudad de Santos fue afectada por fuertes lluvias, con intensidades máximas de 250 mm en 10 horas, que desencadenaron numerosos deslizamientos rotacionales y traslacionales (Pichler, 1958). En enero de 1966 las lluvias alcanzaron en Río de Janeiro 472 mm en 72 horas y se produjeron numerosos movimientos de masas, tales como desprendimientos de bloques, coladas de barro y deslizamientos rotacionales (Tricart, 1974a). El desastre produjo más de 1.000 muertos. El desarrollo más espectacular de deslizamientos tuvo lugar en las zonas escarpadas de la Serra das Araras, que forma parte de la Serra do Mar y se localiza a 50 km al oeste de Río de Janeiro. El 22 y 23 de enero de 1967 se produjo una precipitación de unos 275 mm, con intensidades de 114 mm/hora, acompañada por intensos truenos. Se desencadenaron más de 10.000 deslizamientos en un área de 180 km<sup>2</sup>, del tipo de deslizamiento de detritos (*debris slides*), avalancha de detritos y coladas de barro que afectaron a suministros de agua y electricidad y al transporte por carretera, cortándose la autopista Sao Paulo-Río de Janeiro. Fallecieron 1.700 personas y las pérdidas materiales se estimaron en 1.600 millones de dólares (Jones, 1973). Finalmente, en febrero de 1988 las avalanchas de detritos en Río de Janeiro causaron la muerte de 200 personas y 20.000 quedaron sin hogar (Smith y de Sánchez, 1992).

En la literatura geomorfológica se han descrito diversos eventos de deslizamientos catastróficos de diversa magnitud producidos por las precipitaciones. Uno de los más importantes tuvo lugar el 29 de octubre de 1959 en la ciudad de Minatillan, al sureste de México, donde se desencadenaron por la noche coladas de barro masivas, que sepultaron numerosas viviendas y ocasionaron la muerte de 800 personas cuando dormían. En la Grand Rivière du Nord (Haití), el 13 y 14 de noviembre, en relación con intensos aguaceros tropicales, se originaron importantes movimientos de masas de lodo y roca que afectaron a numerosos pueblos. Como consecuencia fallecieron 500 lugareños y turistas (Davis, 1992).

En los Pirineos orientales, las lluvias de alta intensidad y corta duración desencadenan la mayoría de los *debris flows* y deslizamientos superficiales desarrollados sobre coluviones y rocas alteradas. Las grandes roturas se producen por lluvias de uno o dos días, con intensidades de precipitación que superan 200 mm en 24 horas. Las lluvias de moderada intensidad suelen desencadenar o reactivar coladas de barro y deslizamientos rotacionales y

traslacionales en formaciones arcillosas. Los análisis de documentos históricos y de dendrocronología señalan que los deslizamientos han aumentado significativamente desde 1959 (Corominas y Moya, 1996).

El incremento de la escorrentía por las precipitaciones de lluvias o rápidas fusiones nivales da lugar a pequeños *debris flows*, mientras que en las partes más bajas de las laderas y en los pequeños cursos fluviales, durante las grandes tormentas, se produce un incremento considerable en el contenido en sedimentos de las aguas de escorrentía (flujos hiperconcentrados) o grandes *debris flows* (Florsheim *et al.*, 1991).

En el estudio de la secuencia de procesos desencadenados por intensas lluvias en el norte de Italia, Luino (2005) reconoce una primera etapa en la que se generan deslizamientos de detritos en laderas abruptas y *mud-debris flows* en cuencas de menos de 20 km<sup>2</sup>. Con una mayor precipitación comienzan a producirse en cuencas de hasta 2.000 km<sup>2</sup>, deslizamientos en masa que afectan al substrato rocoso con volúmenes de hasta dos millones de metros cúbicos. Finalmente, en las cuencas que superan los 2.000 km<sup>2</sup> la escorrentía generada produce la socavación basal de las laderas y, después de algunos días de un periodo de intensa precipitación, se originan deslizamientos profundos que movilizan importantes masas de rocas.

A pesar de que parece clara la relación causa-efecto entre precipitaciones intensas y desencadenamiento de deslizamientos superficiales, el papel que juegan las lluvias en el movimiento de deslizamientos profundos no es tan evidente. Existe una relación, tal y como han puesto de manifiesto numerosos autores, pero su análisis es más complejo; siendo necesario para ello contemplar la lluvia antecedente y conocer el comportamiento hidrogeológico de la ladera.

Brand *et al.* (1985), en sus estudios sobre la relación entre la precipitación y los deslizamientos en Hong Kong, señalan que si la intensidad de las lluvias supera los 70 mm/hora se producen importantes deslizamientos y cuando la intensidad no supera los 10 mm/día éstos son muy escasos. También estos autores enfatizan sobre el papel que juegan las precipitaciones anteriores, ya que condicionan el desarrollo de deslizamientos superficiales o profundos.

Las intensidades de precipitación altas no son frecuentes en los climas tropicales húmedos (Lal *et al.*, 1981). Los deslizamientos profundos (Fig. 7.47) están claramente influenciados por precipitaciones inmediatamente precedentes o por otras de larga duración (Thomas, 1994a). Así, en marzo de 1974, en Tubarau (Sureste de Brasil), llovió 742 mm en 16 días, de los que 240 mm se registraron en el último día. Las consecuencias fueron catastróficas, con numerosos deslizamientos e inundaciones, perdiendo la vida 25 personas por un único deslizamiento (Bigarella y Becker, 1975).

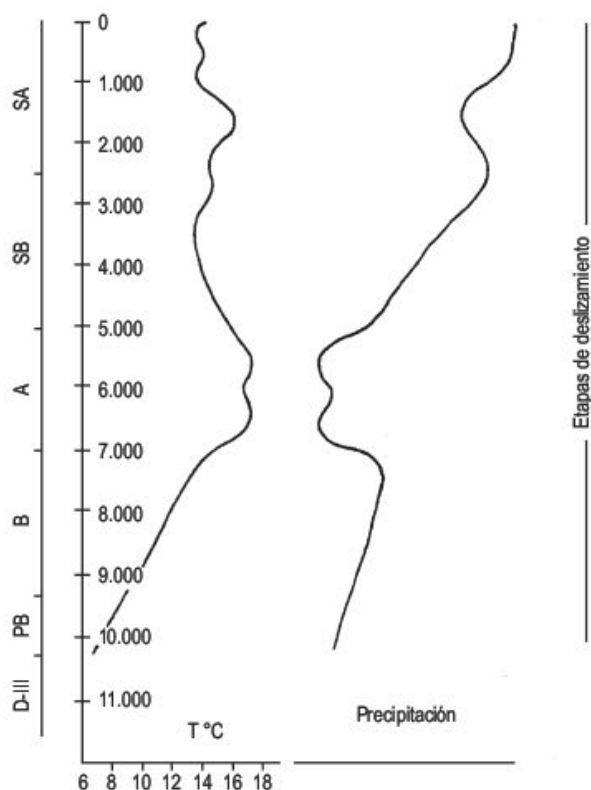
La rápida **fusión de la nieve** producida por un súbito calentamiento, o por precipitaciones de lluvia sobre la nie-



ve, añade agua a las laderas y se incrementa la presión de agua en los poros, lo que puede desencadenar deslizamientos. Se conocen muchos ejemplos en la literatura en la que se analizan estas relaciones.

Una circunstancia importante que se plantea es la posible relación entre **cambio climático** y deslizamientos (González, 1995; González *et al.*, 1996, 1999; Remondo, 2001; Remondo *et al.*, 2005a y b; Soldati *et al.*, 2004). Una reconstrucción de cambio climático durante el Holoceno en la región de Cantabria (España) (Salas, 1993, 1995), basada en registros polínicos, dataciones isotópicas y otras técnicas han puesto de manifiesto que existe una correlación entre la ocurrencia de movimientos en masa y los cambios climáticos deducidos, que tuvieron lugar en torno a 8.500-7.500 BP, 3.000-2.500 BP y 500-300 BP. Todos ellos corresponden con etapas de una mayor precipitación (Fig. 7.45) (González, 1995; González *et al.*, 1996). Por otra parte, Remondo (2001) y Remondo *et al.*, (2003a, 2005a, b) indican que el incremento de frecuencia de deslizamientos en las últimas décadas, en las montañas del norte de España, no está relacionado con parámetros climáticos o actividad sísmica, sino con indicadores socioeconómicos de acciones humanas. Además, han llevado a cabo un análisis detallado de frecuencia de deslizamientos durante un periodo de 43 años, que ha sido utilizado para producir y validar modelos de susceptibilidad y obtener mapas de riesgo de deslizamiento, que permiten efectuar predicciones cuantitativas (Remondo *et al.*, 2005b). En investigaciones posteriores, Remondo *et al.* (2003b) establecen un procedimiento para validar los mapas de susceptibilidad de deslizamiento e indican que la validación es esencial para determinar el valor predictivo de los mapas de susceptibilidad.

El rápido descenso del **nivel del agua** junto a una ladera puede desencadenar deslizamientos en presas de tierra, a lo largo de las líneas de costa y sobre las orillas de



**FIGURA 7.45** Cambios de temperatura y precipitaciones en el Holoceno de Cantabria (España) e intento de correlación con periodos de mayor ocurrencia de deslizamientos. D-III = Dryas III; PB = Preboreal; B = Boreal; A = Atlántico; SB = Sub-boreal; SA = Subatlántico (González *et al.*, 1996).

lagos, embalses y ríos. Este descenso brusco puede manifestarse en un curso fluvial en una inundación (Fig. 7.46), en la caída súbita del nivel del agua en un embalse o en el descenso del nivel del mar después de una marea de tormenta.



**FIGURA 7.46** Deslizamiento rotacional por socavación basal, debido a una crecida experimentada por el río Ebro, aguas arriba de Zaragoza (España). Foto J. Guerrero.



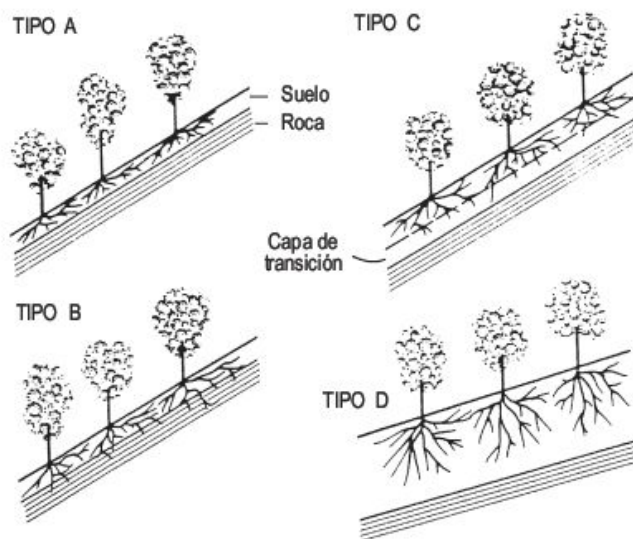
**FIGURA 7.47** Cicatriz de arranque de un deslizamiento colonizado en unos meses por vegetación. Saint Denis, Isla de la Martinica (Pequeñas Antillas).



Las investigaciones sobre la influencia de la **vegetación** en la estabilidad de las laderas comienzan a partir de la década de 1960. Hasta entonces muchos la consideraban como un factor de escasa incidencia y en la actualidad se ha demostrado, en varias circunstancias, que su influjo es importante, sobre todo en deslizamientos superficiales (Greenway, 1987). A pesar de ello, desde hace más de un siglo se han estado utilizando repoblaciones de árboles y arbustos para controlar la erosión y ayudar a estabilizar las laderas. Sin embargo, en un estudio de So (1971) los 700 deslizamientos desencadenados como consecuencia de una intensa tormenta en Hong Kong se localizan más frecuentemente en las laderas de mayor vegetación. En zonas tropicales, la superficie de deslizamiento se coloniza rápidamente por vegetación (Fig. 7.47).

Greenway (1987), en su trabajo sobre vegetación y estabilidad de las laderas, establece una diferenciación entre mecanismos hidrológicos y mecánicos. Entre los primeros se encuentra el papel benéfico de la interceptación, que reduce la infiltración por las pérdidas de absorción y evaporación. Por el contrario, las raíces y tallos aumentan la capacidad de infiltración y el flujo superficial y este mecanismo puede promover deslizamientos sobre laderas muy inclinadas con suelos superficiales, como en Brasil (De Ploey y Cruz, 1979). También las raíces toman agua del suelo disminuyendo la presión de agua en los poros. Un factor adverso es la pérdida de humedad del suelo que conduce al agrietamiento y a una mayor capacidad de infiltración. Los factores mecánicos engloban el reforzamiento del suelo por las raíces, que aumenta la resistencia al cizallamiento. Hay que tener en cuenta el tipo, profundidad de penetración, grado de extensión y resistencia de las distintas raíces existentes.

Tsukamoto y Kusakabe (1984) en su estudio sobre la influencia de la vegetación en las laderas de Japón, llevan a cabo una clasificación simple en la que diferencian cuatro tipos (Fig. 7.48). El tipo A tienen un suelo poco po-



**FIGURA 7.48** Clasificación de las laderas en función del anclaje y refuerzo de las raíces (Tsukamoto y Kusakabe, 1984).

tente en el que las raíces no penetran en el substrato rocoso; la interfase suelo-roca puede actuar como plano de deslizamiento. El tipo B es similar al anterior, excepto que las raíces penetran en el substrato. Las laderas del tipo C poseen una mayor potencia de regolito y contienen una capa de transición, en la que la densidad del suelo y la resistencia al cizallamiento aumentan con la profundidad. Las raíces penetran en esta capa, proporcionando una mayor estabilidad a la ladera. Finalmente, en el tipo D el regolito es muy potente y las raíces, al quedar circunscritas al mismo, tienen poca influencia mecánica sobre la estabilidad. Por debajo de la zona de raíces pueden producirse deslizamientos profundos. Por otra parte, las raíces reducen la susceptibilidad a la erosión. El peso de los árboles depende de sus especies, diámetro, altura y separación. La sobrecarga en una ladera incrementa el esfuerzo



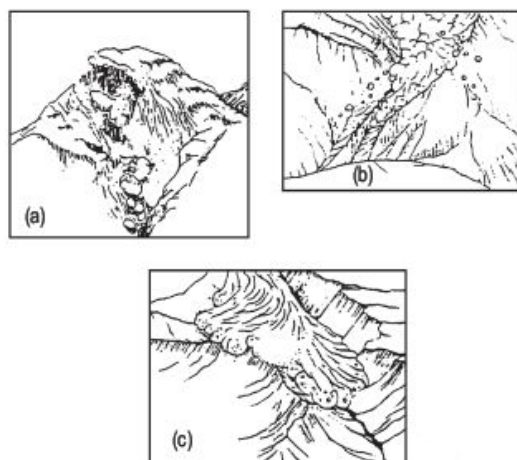
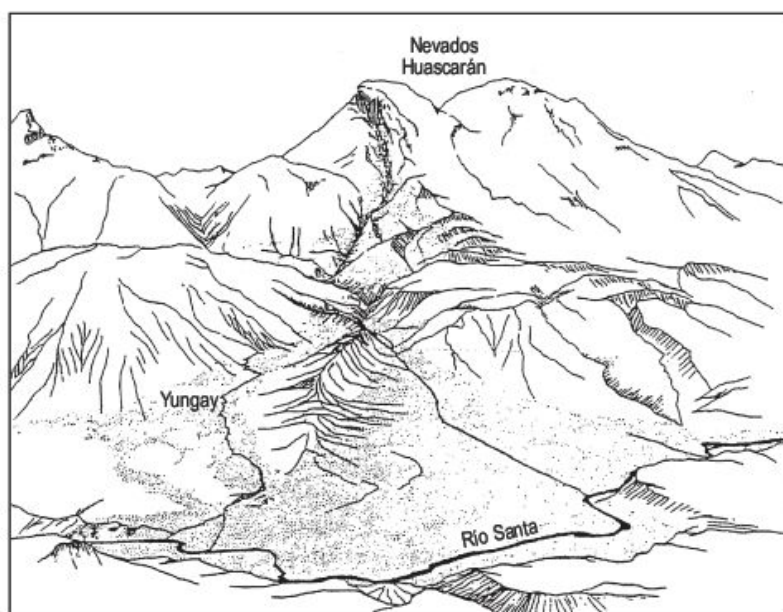
de cizalla y la presión de agua en los poros. En líneas generales, si el ángulo de la ladera es pequeño la sobrecarga aumenta la estabilidad. La vegetación puede transmitir al suelo las fuerzas estabilizadoras derivadas de la acción del viento. Durante los fuertes vientos llega a producirse el arranque de árboles, en particular de aquellos de sistemas de raíces someras. Finalmente la deforestación de las laderas frecuentemente trae consigo el desarrollo de deslizamientos, tal como se ha observado en numerosos lugares del mundo. De acuerdo con lo anterior, el papel que la vegetación juega en las laderas es complejo, favoreciendo tanto la estabilidad como la inestabilidad.

Los cinturones orogénicos alpinos están sometidos con frecuencia a **terremotos** esporádicos, que inciden en la estabilidad de las laderas (Panizza, 1991). El efecto mecánico de los terremotos es quizás la fuente más importante de incremento transitorio de esfuerzo de cizalla en las laderas. El efecto primario es la aceleración del terreno. La fuerza adicional es igual a la masa del deslizamiento (potencial) por la aceleración sísmica, que puede superar 0,5 veces la aceleración de la gravedad. Debido a que esta fuerza puede actuar en varias direcciones, puede ser la causa del inicio del movimiento por aumento de las fuerzas desestabilizadoras. La aceleración producida por los terremotos también influye indirectamente en la estabilidad a través de sus efectos sobre la cohesión del material. Algunos materiales son particularmente susceptibles a perder resistencia de cizalla debido a vibraciones del terreno. En este sentido, el efecto más espectacular es la licuefacción.

En limos y arenas sueltas se puede llegar a la licuefacción, que es un proceso en el que el suelo se satura de

agua y se comporta como un fluido. En Papua Nueva Guinea, Simonett (1967) estudió la frecuencia de los deslizamientos causados por terremotos y señaló que su número disminuye logarítmicamente con la distancia al epicentro. Cuando la magnitud del terremoto es importante se incrementa el número de deslizamientos y sus dimensiones. Los desprendimientos, deslizamiento de rocas y de suelos son los productos más frecuentes de la actividad sísmica. (Crozier, 1986). Por otra parte, las vibraciones del tráfico, maquinaria, explosivos y el viento aceleran algunas veces el movimiento de las laderas.

Se han descrito numerosos ejemplos de deslizamientos producidos por terremotos. En 1971 el terremoto de San Fernando (California) desencadenó unos 1.000 movimientos en masa. En Friuli (Italia), el terremoto de 6 de mayo de 1976 reactivó movimientos en masas y desencadenó numerosos deslizamientos nuevos. Uno de los más desastrosos del mundo fue el de Huascarán. En la Cordillera Blanca peruana se localizan varios picos con glaciares por encima de los 6.000 m siendo el Huascarán (6.654 m) el más alto (Figs. 7.49 y 7.50). En esta zona se sitúa el valle del río Santa, que fue afectado por dos grandes avalanchas de hielo y roca. La primera, en 1962, produjo 4.000 muertos y la segunda, de mayores dimensiones, fue desencadenada por un terremoto de magnitud 7,7 en la escala de Richter el 31 de mayo de 1970. En esta segunda ocasión se movilizaron 50 millones de metros cúbicos de hielo, roca, detritos y agua, que alcanzaron velocidades de unos 280 km/h y cubrieron en tres minutos unos 16 km del fondo del valle. El pueblo de Yungay quedó enterrado y murieron de 18.000 a 20.000 personas (Fig. 7.51). Esta avalancha parece haber sido la más importante registrada



**FIGURA 7.49** Esquema de la avalancha de rocas (en punteado) del Huascarán, Andes del Perú, de 31 de mayo de 1970. (a) Desprendimiento. (b) Movimiento de la avalancha cerca de los cordones morrénicos terminales. (c) División de la avalancha en los lóbulos de Yungay y Ranrahirca (modificado de Plafker y Erickson, 1978).





**FIGURA 7.50** El Huascarán visto desde el valle del río Santa. De la pared rocosa del pico norte (izquierda) es desde donde partieron las avalanchas catastróficas de 1962 y 1970. Cordillera Blanca, Perú. Foto J. López-Martínez.



**FIGURA 7.51** Lugar donde se encontraba el pueblo de Yungay (Cordillera Blanca, Perú), que quedó enterrado por la catastrófica avalancha ocurrida en 1970. Foto J. López-Martínez.

en tiempos históricos, por su mayor altura de caída, velocidad y volumen, y debe considerarse como una avalancha de hielo y roca (Plafker y Erickson, 1978).

Los terremotos también tienen consecuencias hidrológicas. El terremoto de Zenkovjic, que tuvo lugar en 1847 causó 10.000 muertos y la pérdida de 20.000-30.000 casas. Es famoso por bloquear el Río Sai y por los desastres secundarios producidos por el colapso de los repasamientos de los valles. Se contabilizaron más de 40.000 superficies de rotura. La mayor tuvo lugar en la ladera de la montaña Kouzou, donde se acumularon una gran cantidad de sedimentos sobre el Río Sai, creando un embalse de más de 40 km de longitud. Tres semanas después del terremoto, la presa colapsó por el agua procedente de intensas lluvias de tormenta. El agua almacenada por el Río Sai fluyó aguas abajo y produjo la pérdida de 100 vidas humanas (Terakawa y Matsuo, 1996).

Es bien conocido el hecho de que el crecimiento de la población humana y de su capacidad técnica para intervenir en el medio han afectado considerablemente a los procesos que inciden en la superficie de nuestro planeta (Cendrero, 1992).

La **actividad humana** se manifiesta palpablemente en las labores mineras y en las obras civiles (Ayala *et al.*, 1987b). Las **excavaciones** modifican los perfiles de las laderas en obras lineales, creando inestabilidades. Las **voladuras** dan lugar a vibraciones que pueden actuar como catalizadoras de movimientos de masa y, en general, disminuyen la estabilidad. Las **sobrecargas** son el resultado del incremento de peso, como el debido a la construcción de terraplenes, que con frecuencia suelen desmoronarse parcialmente. Éstos se construyen sobre valles rellenos de depósitos aluviales, que suelen tener gran cantidad de agua y se desploman con facilidad (Zaruba y Mencl, 1982). Ve-



der (1981) señala que en la primavera de 1969 comenzó a producirse el asentamiento de un tramo del ferrocarril de Oberpullendorf a Rattendorf. Hubo que tomar medidas bastantes complejas para estabilizar el terraplén. Otro ejemplo (Fig. 7.52) es el proporcionado por Zaruba y Mencl (1982) en Podlesin, cerca de Slany (Checoslovaquia). El terraplén se emplazó sobre argilitas y areniscas del Pérmico y también, en parte, sobre aluviones arcillo-arenosos, suprayacentes a gravas arenosas impregnadas de agua bajo presión. El substrato extruyó progresivamente después de un periodo de intensas lluvias.

La **actividad minera** (Figs. 5.52 y 19.3) incluye explotaciones en cantera, cortas y minería subterránea. Las dos primeras son excavaciones que ya han sido comentadas. En explotaciones mineras de galerías subterráneas se produce una subsidencia por la pérdida de volumen y cuando las vigas de madera que soportan las galerías pierden su capacidad de sustentación por el deterioro de las mismas, pueden generarse colapsos, sobre todo en las galerías más próximas a la superficie. Un buen ejemplo lo encontramos en las minas subterráneas de carbón del Este de los Estados Unidos, donde los colapsos se disponen ortogonalmente, indicando el trazado de las galerías (Gray y Bruhn, 1984).

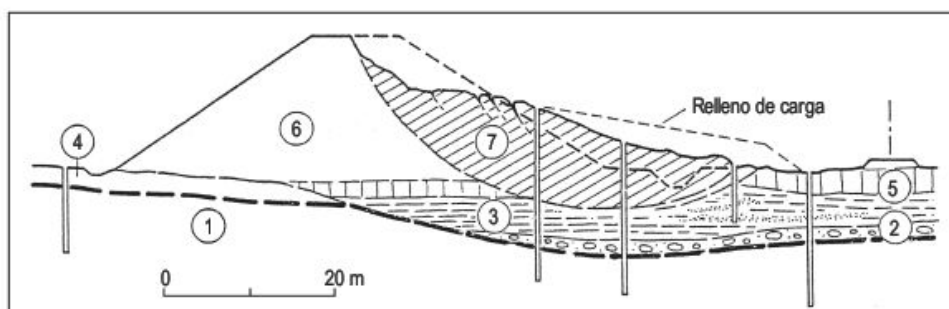
Un ejemplo de interacción entre las acciones del hombre y el desencadenamiento de deslizamientos lo encon-

tramos en el Barrio de la Corona (Ejea de los Caballeros, Zaragoza). Este barrio se asienta sobre un escarpe generado como consecuencia del encajamiento y migración lateral del río Arba de Luesia. Este escarpe constituido por argilitas miocenas y una cobertera de gravas fluviales cuaternarias (Gutiérrez *et al.*, 1995), presenta numerosos movimientos en masa que afectan a varias construcciones de dicha localidad (Fig. 7.53). El estudio de los deslizamientos indica que el factor desencadenante es el aporte de agua proveniente de fugas existentes en la red de saneamiento. Esta agua provocó la rápida reducción de la resistencia mecánica de las argilitas miocenas, afectadas por una densa red de discontinuidades y caracterizadas por un comportamiento dispersivo y expansivo (Fig. 7.54).

Parsons (1988) diferencia tres principales consecuencias de la acción antrópica sobre las laderas: 1) generación de laderas artificiales; 2) industrias extractivas que crean paisajes artificiales y 3) cambios en el uso del suelo. Con anterioridad se han descrito las dos primeras causas, acompañadas de algunos ejemplos.

En líneas generales, los **cambios de uso del suelo** inducidos por el hombre incrementan la erosión de los suelos, aumentan la escorrentía y el área de drenaje de la cuenca (Strahler, 1956b). Innes (1983) al datar en Escocia los depósitos de *debris flow* mediante liquenometría llega a la

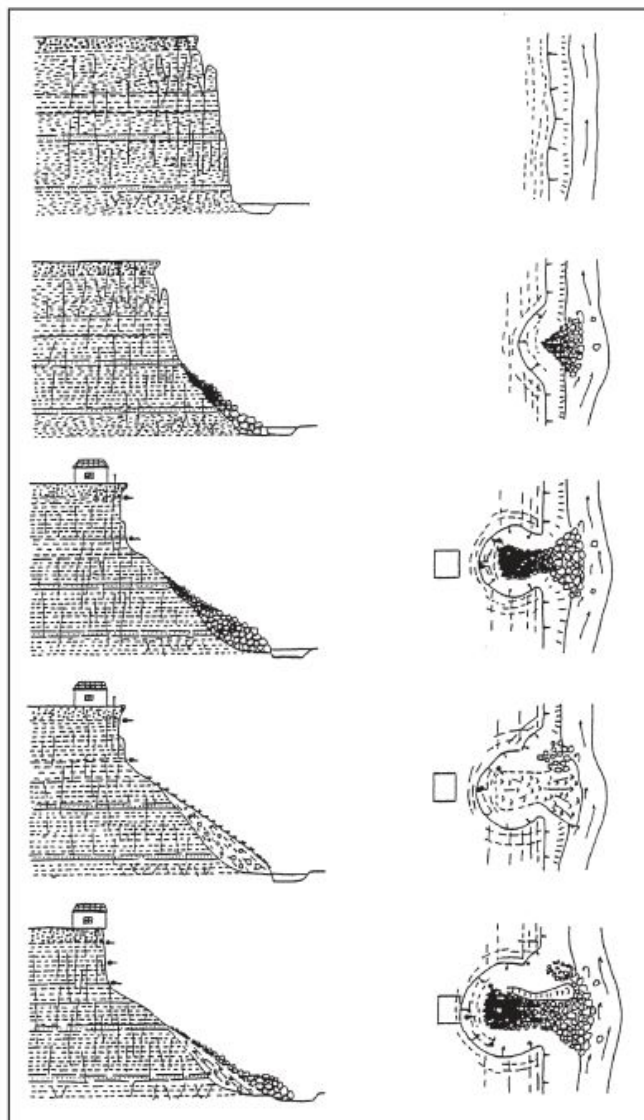
**FIGURA 7.52** Colapso de un terraplén de ferrocarril cerca de Podlesin, Bohemia (Checoslovaquia). 1) Argilitas y areniscas pérmicas. 2) Gravias arenosas. 3) Aluvión arcillo-arenoso. 4) Loess. 5) Aluviones limosos. 6) Terraplén. 7) Masa deslizada (Zaruba y Mencl, 1982).



**FIGURA 7.53** Movimiento complejo de deslizamiento y caída de bloques, que afecta en la cicatriz de arranque a las casas del Barrio de la Corona (Ejea de los Caballeros). Provincia de Zaragoza. España.







**FIGURA 7.54** Esquema evolutivo de los movimientos en masa que afectan al Barrio de la Corona (Ejea de los Caballeros). Provincia de Zaragoza. España. (Gutiérrez *et al.*, 1995).

conclusión de que los efectos de modificación del uso del suelo, por incendio y sobrepastoreo, han sido responsables del aumento de los *debris flows* en los últimos 250 años.

En la Comisa Cantábrica, se ha registrado un incremento en la frecuencia de deslizamientos en las últimas décadas (Remondo, 2001) y en dos momentos prehistórico-históricos (González *et al.*, 1996, 1999), que parecen no tener relación con el régimen de precipitaciones, si no que más bien se trataría de un impacto directo y generalizado del hombre sobre el territorio, determinado por la creciente influencia de la actividad humana relacionada con el desarrollo económico, tecnológico y poblacional (Remondo *et al.*, 2005a). Este tipo de respuesta geomorfológica del impacto humano sobre los procesos superficiales puede ser una manifestación del «cambio geomorfológico global», independiente del cambio climático (Cendrero, 2003).

En las zonas tropicales, la acción antrópica afecta básicamente a las alteritas, ya que en las épocas secas se producen grietas de desecación que favorecen la infiltración de agua durante las lluvias. El desencadenamiento de numerosos deslizamientos en el amplia área deforestada de la Serra do Mar, entre Sao Paulo y Río de Janeiro, se interpreta como debida en parte a estos procesos (Tricart, 1974a). Igualmente, la carencia de masa arbórea trae consigo la inexistencia del poder o capacidad cohesiva de las raíces en el regolito y la carencia de anclado del substrato, así como la pérdida de absorción de agua. Por lo tanto, en las laderas se produce una disminución de la resistencia al cizallamiento. Estas circunstancias favorecen el desencadenamiento de deslizamientos durante precipitaciones intensas. Así, en las Montañas Uluguru (Tanzania), el 23 de febrero de 1970 una tormenta de 100,7 mm, de tres horas de duración, generó 1.000 nuevos deslizamientos superficiales y reactivó otros anteriores (Temple y Rapp, 1972). No obstante, el trabajo de So (1971) pone en tela de juicio el papel de la vegetación como factor fundamental en el desarrollo de los deslizamientos, ya que este autor señala que el 35% de los 700 deslizamientos producidos en junio de 1966 en Hong Kong, se desencadenaron en áreas forestadas, que ocupaban solo el 8,4% de la región.

## 7.5

### Riesgo de deslizamiento. Casos históricos

El conjunto de aspectos o problemas a estudiar dentro de la Geomorfología Ambiental se pueden encuadrar en dos grandes grupos: materiales-recursos y procesos-riesgos (Cendrero, 1980). En relación con estos últimos, «no es sorprendente que la prevención y corrección de los riesgos naturales haya venido constituyendo en los últimos tiempos un medio de preocupación creciente en todo el mun-

do, tanto en lo que se refiere a diferentes países como a distintas organizaciones internacionales» (Cendrero, 1997).

Los deslizamientos son los fenómenos geomorfológicos más frecuentes y más extendidos en el mundo (McGuire *et al.*, 2004). Cruden y Varnes (1996) proponen una escala de velocidad de los movimientos en masa, en relación con su capacidad destructiva. Señalan que los des-



lizamientos pueden ser **catastróficos**, si avanzan a grandes velocidades y destruyen lo que encuentran a su paso. Los **intermedios** son más lentos, aunque también pueden producir pérdidas humanas y materiales. Finalmente, los deslizamientos **lentos** (*sluggish*) pueden crear daños a las propiedades, pero las amenazas sobre la vida de las personas son muy raras (Tabla 7.1). No obstante, la capacidad destructiva de un movimiento en masa depende no solo de la velocidad, sino también de la masa movilizada. Por lo tanto, la magnitud de un deslizamiento se debe a su masa y velocidad. Otro aspecto a tener en cuenta es el mayor o menor desplazamiento de la masa.

Los fenómenos naturales no son un riesgo por sí mismos, el riesgo tiene lugar cuando las personas sufren daños o pérdidas (Selby, 1993), por lo que necesariamente tiene que haber exposición. Es conveniente saber lo que se entiende por peligrosidad, exposición, vulnerabilidad y riesgo (Varnes, 1984; Panizza, 1988; Crozier y Glade, 2005; entre otros). **Peligrosidad** (*hazard*), o **amenaza** en Iberoamérica, es la probabilidad de que un fenómeno natural o inducido por el hombre se manifieste en un territorio y en un intervalo de tiempo. Por ejemplo, la posibilidad de que se produzca un deslizamiento o terremoto en un lugar determinado. Por **vulnerabilidad** se entiende el grado potencial de pérdidas resultantes de la actuación de un fenómeno de magnitud determinada. **Exposición** son los elementos amenazados: población, propiedades, actividades económicas, etc. expuestos a una determinada amenaza. El **riesgo** (*risk*) es el número de vidas perdidas, personas per-

judicadas, propiedades dañadas o perturbación de la actividad económica, causado por un fenómeno natural. Por consiguiente, el riesgo es el producto de la peligrosidad por la vulnerabilidad y por la exposición.

Como los deslizamientos son, con frecuencia, fenómenos secundariamente desencadenados por otros eventos peligrosos, como los terremotos o erupciones volcánicas, su impacto está un tanto infravalorado (McGuire *et al.*, 2004). La Tabla 7.2. señala los principales desastres naturales causados por deslizamientos, en los que se han producido más de 1.000 muertos (Crozier y Glade, 2005). En consecuencia, las cifras que se manejan estiman unas 8.658 muertes debidas a deslizamientos y avalanchas entre 1990 y 1999, que constituye un valor infraestimado. El trabajo de Schuster (1996) sobre los 25 deslizamientos más catastróficos del siglo xx es una aportación muy importante por la extensa descripción que lleva a cabo de los diferentes deslizamientos. En la Tabla 7.3 se señalan las fechas, los principales tipos de deslizamiento y los daños en los últimos 250 años. Los deslizamientos se sitúan fundamentalmente en cinturones orogénicos alpinos, donde la actividad sísmica y las erupciones volcánicas son importantes (McGuire *et al.*, 2004).

A lo largo del capítulo se han descrito numerosos deslizamientos y, en ocasiones, sus causas. No obstante, se estima conveniente analizar con algo más de detenimiento algunos deslizamientos «clásicos», que han sido bien estudiados y que, por lo tanto, ofrecen al lector una idea

**TABLA 7.1** Velocidad y daños probables por deslizamientos (modificado de Cruden y Varnes, 1996).

Clases de velocidad de deslizamiento	Descripción	Límites de velocidad (m s <sup>-1</sup> )	Impacto destructivo
<b>Catastróficos</b>			
7	Extremadamente rápido	> 5 (~ 5-50 m s <sup>-1</sup> )	Catástrofe violenta. Escape improbable, muchos muertos. Edificios destruidos.
<b>Intermedios</b>			
6	Muy rápido	5,10 <sup>-2</sup> -5 (~ m min <sup>-1</sup> -m s <sup>-1</sup> )	Algunas pérdidas de vidas. Difícil escape. Edificios destruidos.
5	Rápido	5,10 <sup>-4</sup> -5,10 <sup>-2</sup> (~ m hr <sup>-1</sup> -m min <sup>-1</sup> )	Escape posible. Estructuras destruidas.
<b>Lentos (<i>sluggish</i>)</b>			
4	Moderado	5,10 <sup>-6</sup> -5,10 <sup>-4</sup> (~ m semana <sup>-1</sup> -m hr <sup>-1</sup> )	Algunas estructuras pueden mantenerse temporalmente.
3	Lento	5,10 <sup>-8</sup> -5,10 <sup>-6</sup> (~ m año <sup>-1</sup> -m semana <sup>-1</sup> )	Estructuras dañadas que pueden repararse durante el movimiento.
2	Muy lento	5,10 <sup>-10</sup> -5,10 <sup>-8</sup> (~ m siglo <sup>-1</sup> -m año <sup>-1</sup> )	Estructuras permanentes transitoriamente no dañadas.
1	Extremadamente lento	< 5,10 <sup>-10</sup> (< m siglo <sup>-1</sup> )	Movimientos perceptibles sólo mediante instrumentos. Construcción posible con precauciones.



**TABLA 7.2** Principales desastres naturales causados por deslizamientos, que han producido más de 1.000 muertos. Todos los datos están basados en las fuentes indicadas en la correspondiente columna. El tipo de proceso se designa según la bibliografía; n.i. = no indicado (Modificado de Crozier y Glade, 2005).

Evento	Causa desencadenante	Fecha	Lugar, región, país	Consecuencias	Fuente
Deslizamiento	n.i.	24.11.1248	Mont Granier, Savoie, Francia	1.500 a 5.000 muertos	Flageollet (1989)
Deslizamiento	n.i.	1310	Zhigui, Hubei, China	3.466 muertos	Tianchi (1989)
Deslizamiento	Terremoto	24.11.1604	Arica, Chile	> 1.000 muertos	Nussbaumer (1998)
Deslizamiento	Terremoto	19.06.1718	Gansu Provonz, China	40.000 familias enterradas	Tianchi (1989)
Deslizamiento	Terremoto	10.10.1786	Kangding-Louding, Sechuan, China	100.000 muertos	Tianchi (1989)
Lahar	Erup. volcánica	19.02.1845	Volcán Nevado del Ruiz, Colombia	1.000 muertos	Nussbaumer (1998)
Deslizamiento	n.i.	09.1857	Montem./ Basilic., Italia	5.000 muertos	Nussbaumer (1998)
Lahar	Erup. volcánica	1919	Java, Indonesia	5.110 muertos 104 pueblos dest.	Brand (1989)
Deslizamiento	Terremoto	16.12.1920	Kansu, China	>200.000 muertos	Bell (1999) Nussbaumer (1998)
Deslizamiento	Terremoto	1920	Haiyuan, China	100.000 muertos	Tianchi (1989)
Debris flow	n.i.	14.12.1941	Huaraz, Perú	4.000-6.000 muertos 1/4 de Huaraz dest.	Erickson <i>et al.</i> (1989) Nussbaumer (1998)
Deslizamiento	Terremoto	1949	Khait, Tajikistan	12.000 muertos	Alexander (1995)
Deslizamiento	Terremoto	15.08.1950	Asma, India	Aprox. 30.000 muertos	Nussbaumer (1998)
Deslizamiento	Precipitaciones	1958	Shizuoka, Japón	1.094 muertos 19.754 edificios dest	Oyagi (1989)
Deslizamiento	n.i.	29.10.1959	Minatilan, Méjico	5.000 muertos	Nussbaumer (1998)
Debris flow	n.i.	10.01.1962	Nevados, Mt. Huascarán, Perú	4.000 muertos Pueblo de Yungay dest.	Erickson <i>et al.</i> (1989) Nussbaumer (1998)
Deslizamiento	n.i.	10.10.1963	Presa de Vaiont, Valle del Piave, Italia	2.600 muertos Pueblos dest.	Kiersch (1964, 1983) Müller (1964)
Deslizamiento	Precipitaciones	1967	Sierra das Araras, Brasil	1.700 muertos	Erickson <i>et al.</i> (1989)
Lahar	Terremoto	31.05.1970	Ancash, Yungaytal, Perú	66.794 muertos	Alexander (1995) Nussbaumer (1998)
Deslizamiento	n.i.	20.09.1973	Choloma, Honduras	2.800 muertos	Nussbaumer (1998)
Lahar	Erup. volcánica	13.11.1985	Nevado del Ruiz, Colombia	> 25.000 muertos	Nussbaumer (1998)
Deslizamiento	Terremoto	23.01.1989	Tajikistan	Hasta 10.000 muertos 2 pueblos dest.	Nussbaumer (1998)
Deslizamiento	n.i.	07.06.1993	Nepal	3.000 muertos	Nussbaumer (1998)
Debris flow	Precipitaciones	12.1999	Venezuela	30.000 muertos 400.000 sin casa	Larsen <i>et al.</i> (2001)



**TABLA 7.3** Desastres causados por deslizamientos notables, 1750-2003 (resumido de McGuire *et al.*, 2004).

Deslizamiento	Fecha	Impacto
Provincia de Sicuani, China	1786	Un terremoto desencadenó el deslizamiento que represó temporalmente el río Dadu. El represamiento se desbordó y rompió después de 10 días. La inundación resultante produjo la muerte de 100.000 personas.
Calabria, Italia	1786	Un terremoto desencadenó deslizamientos y murieron unas 50.000 personas en la región.
Goldau, Suiza	1806	Avalanchas de rocas de 35 millones de m <sup>3</sup> en la que murieron 457 personas en el Macizo de Rossberg.
Elm, Suiza	1881	Ladera desestabilizada por colapso en cantera, que destruyó el pueblo de Elm y murieron 115 personas. El volumen del deslizamiento fue de 10 millones de m <sup>3</sup> .
Provincia de Gansu, China	1920	Un terremoto desencadenó deslizamientos y sepultó al menos a 100.000 personas.
Kobe, Japón	1938	<i>Debris flow</i> inducido por la lluvia. Perecieron 505 personas y destruyó 100.000 casas en Kobe y sus alrededores.
Tadzhikistan	1949	Un terremoto de magnitud 7,5 desencadenó deslizamientos en la región y murieron 12.000-20.000 personas.
Centro de Chile	1960	Deslizamientos desencadenados por un terremoto de magnitud 9,5. Murieron más de 200 personas (22 de mayo).
Nevados Huascarán, Perú	1962	Avalancha de rocas de unos 13 millones de m <sup>3</sup> que destruyó nueve pueblos y aldeas, incluyendo la mayoría de Ranrahirca (próxima de Yungay) y murieron 4.500 personas (véase también 1970).
Vaiont, Italia	1963	Colapso catastrófico que desbordó el agua de un embalse. Murieron casi 2.000 personas, prácticamente todas en Longarone, por el agua desbordada por la presa. El volumen deslizado fue de 200 millones de m <sup>3</sup> .
Nevados Huascarán	1970	Un terremoto desencadenó una avalancha de rocas y murieron 18.000 personas.
América Central	1998	El Huracán Mitch desencadenó alrededor de 1 millón de deslizamientos, murieron más de 10.000 personas y los daños fueron de 5.000 millones de dólares (Honduras, Nicaragua, Belice y El Salvador).
Venezuela	1999	Los deslizamientos causaron la muerte de unas 30.000 personas en el área costera y los daños se cifraron en 10.000 millones de dólares.
San Salvador, El Salvador	2001	Un terremoto desencadenó una colada de barro y destruyó 400 viviendas y causó la muerte de 1.000 personas en San Salvador. El volumen del deslizamiento fue de unos 100.000 m <sup>3</sup> .

sobre las consecuencias de los mismos y las enseñanzas que se desprenden de su análisis.

El 2 de septiembre de 1806 se produjo el **deslizamiento de Rossberg** (Suiza), también conocido como de Goldau (Tabla 7.3). El movimiento de masas fue del tipo avalancha de rocas que deslizó muy rápidamente (Turner y Jayaprakash, 1996). El deslizamiento se produjo en el Macizo de Rossberg y movilizó de 10 a 20 millones de m<sup>3</sup> de roca y sepultó al pequeño pueblo de Goldau, destruyendo 300 casas y perdiendo la vida 457 personas (Eisbacher y Clague, 1984). Parte del material deslizado se depositó en el Lauerzer See, generando olas de 20 m de altura que afectaron a los pueblos ribereños del lago. El deslizamiento fue estudiado por primera vez por Heim (1932).

El **deslizamiento de Elm** (Suiza) se desencadenó el 11 de septiembre de 1881 y fue estudiado con gran detenimiento por Bus y Heim (1881) y Heim (1882, 1932). Una excelente revisión de la obra de Heim y en particular de estos deslizamientos la proporciona Hsu (1978). El deslizamiento es una avalancha de rocas, similar al de Rossberg. El movimiento en masas fue desencadenado por la socavación artificial debido a la extracción de pizarras en una cantera, localizada al pie de la ladera vertical. Se estima que unos 10 millones de m<sup>3</sup> cayeron a la plataforma de la cantera, con un desnivel de 470 m, velocidades de 80 m/seg y produjo la pérdida de 115 personas. La descripción y datos suministrados proceden de Varnes (1978) y Turner y Jayaprakash (1996).



El deslizamiento **Lower Gros Ventre** es el más importante acaecido en el registro histórico de los Estados Unidos (Voight, 1978). Tuvo lugar en el Valle de Gros Ventre, noroeste de Wyoming, Teton National Forest, el 23 de junio de 1925. En unos tres minutos se derramaron al valle 40 millones de  $m^3$  de arenisca meteorizada, caliza, arena, limo y detritos arcillosos saturados en agua, que ascendieron por la ladera opuesta. El deslizamiento reprimió el Río Gros Ventre (Fig. 7.55), alcanzando la presa de una altura de unos 70 m. Las causas de este movimiento de masas, que deslizó 640 m de desnivel, son muy variadas. Por un lado, los estratos buzaban hacia el valle unos  $20^\circ$ ; la masa rocosa no homogénea, lixiviada y meteorizada, y muy porosa presenta escasa resistencia al cizallamiento; además, está el efecto combinado de fuertes lluvias y fusión de nieve, anterior al deslizamiento, y varios terremotos de unos 3,5 de magnitud, que pudieron producir la licuefacción de las arenas. Todos ellos constituyen la suma de las causas desencadenantes. El deslizamiento por sus características es de tipo complejo y en él el flujo de los detritos es viscoplastico.

El deslizamiento de **Vaiont** (Alpes Dolomitas, Italia) tuvo lugar el 9 de octubre de 1963 y se considera el peor desastre en embalses de la historia. Ha sido descrito por numerosos investigadores (Muller, 1964b; Varnes, 1978; Costa y Baker, 1981; Kiersch, 1964, 1983; Bromhead, 1986; y otros). Los trabajos más importantes y extensos corresponden a Kiersch. El embalse de Vaiont está situado en un sinclinal de calizas en bancos karstificados, con margas del Jurásico superior y Cretácico inferior, que buzaban  $45^\circ$  hacia el valle. Este fue un valle glaciar y la garganta se debe a la incisión fluvial postglaciar (Fig. 7.56). Las diaclasas y fracturas existentes se atribuyeron, en parte, a descompresión postglaciar.

La presa en arco de 265,5 m era, en esos momentos, la más alta del mundo y no sufrió daños, a pesar de que estuvo sometida a un deslizamiento traslacional de 4 mi-

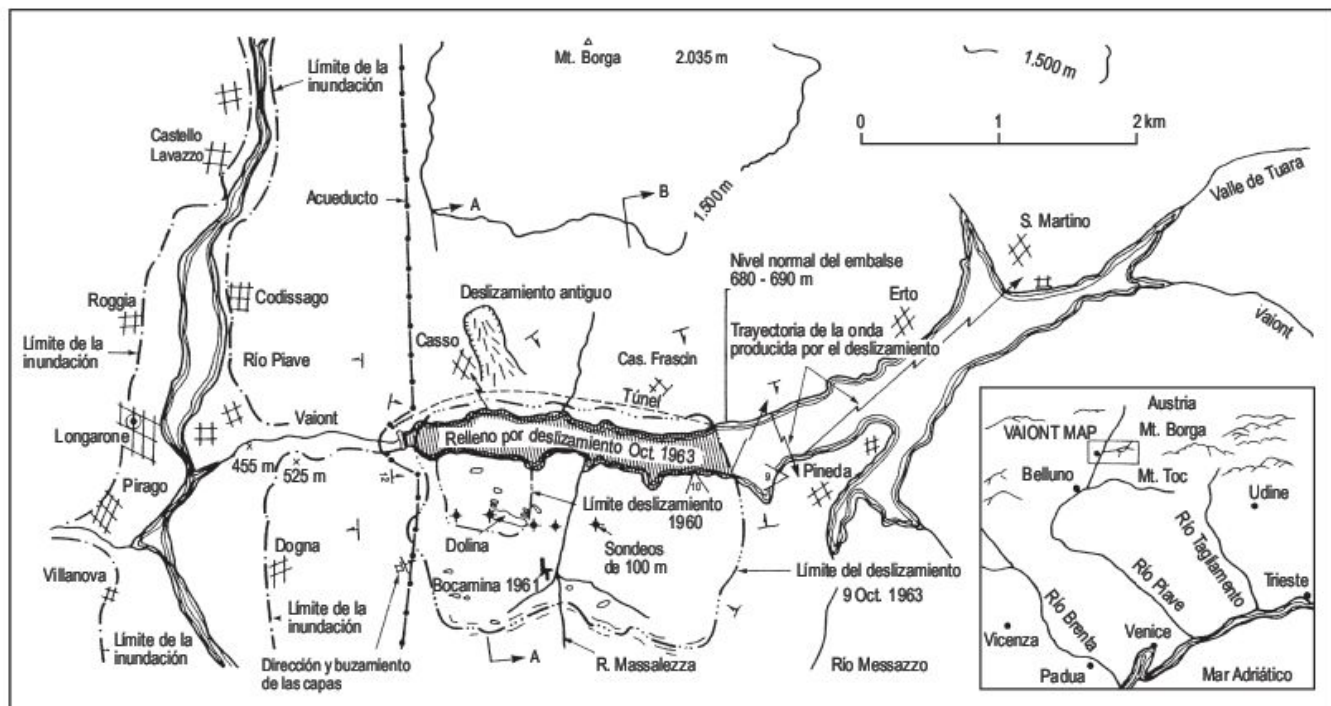
llones de toneladas (Figs. 7.22 y 7.56). Las dimensiones del deslizamiento que produjo la catástrofe fueron 1,8 km de largo y 1,6 km de ancho, con un volumen de 240 millones de  $m^3$ . La velocidad del deslizamiento fue de 25-30 m/seg. El material deslizado relleno completamente el embalse y alcanzó, en algunos lugares, 150 m por encima del nivel máximo del reservorio. Se produjo una ola de aire, agua y roca, que ascendió 240 m por encima de este nivel en la ladera de enfrente; la ola expansiva produjo ligeros daños en el pueblo de Casso. Asimismo, desbordó la presa 100 m por encima y la ola alcanzó 70 m de altura en la confluencia con el valle del Piave, unos 2 km por debajo de la presa, arrasando el pueblo de Longarone y afectando a otros próximos (Pirago y Villanova) donde perdieron la vida casi 2.000 personas. La catástrofe se desarrolló en 7 minutos.

El agua embalsada también ascendió, debido al deslizamiento, hacia la cola del embalse, aunque no produjo ninguna catástrofe. El deslizamiento generó numerosos temblores de tierra, que se registraron en los observatorios sismológicos de varias ciudades europeas. El 1 de octubre los animales herbívoros sintieron el peligro y se alejaron. El alcalde de Casso mandó evacuar las laderas. En la actualidad, la masa deslizada presenta acarcavamientos. La presa estaba acabada a principios de 1963 y tenía una capacidad de 150 millones de  $m^3$ . Se hicieron las consiguientes pruebas de relleno y en abril se alcanzó la cota de embalse 680 m. El aumento del nivel del agua del embalse creó un nivel freático inducido, que aumentó la presión hidrostática. El 28 de septiembre se produjeron fuertes lluvias que perduraron hasta después del 9 de octubre. El nivel del embalse se elevó por aguas de escorrentía hasta unos 700 m, unos 30 m por debajo del techo de la presa. Dos meses antes del colapso, el movimiento, medido por técnicas geodésicas, se aceleró paulatinamente, pero tres días antes del desastre sufrió un fuerte impulso que alcanzó valores superiores a 14 cm/día (Kilburn

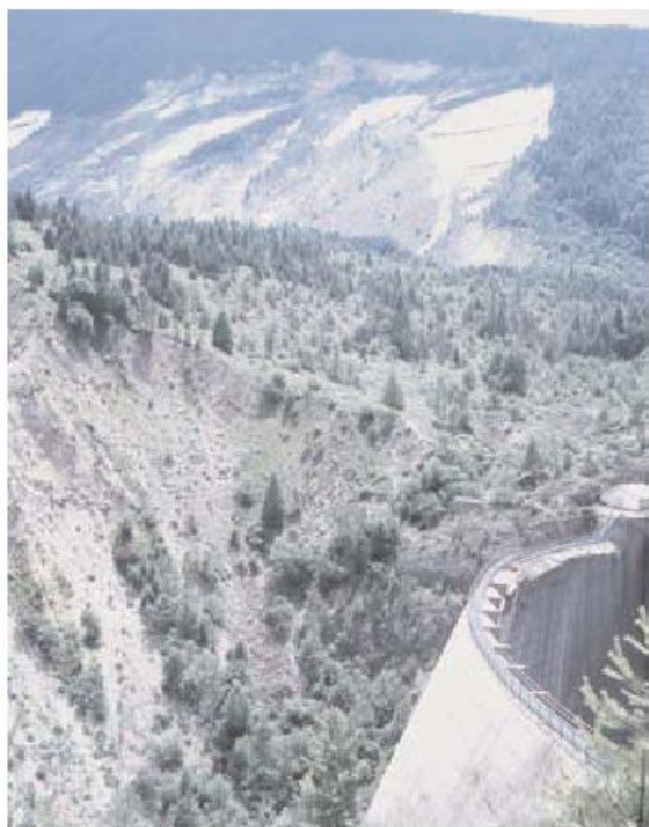


**FIGURA 7.55** Deslizamiento complejo de Lower Gros Ventre (23-6-1925). Noroeste de Wyoming. Teton National Forest. Estados Unidos. Foto F. Gutiérrez.





**FIGURA 7.56** Mapa del área de la presa de Vaiont y del valle del río Piave, en la que se indican los rasgos geográficos, límites del deslizamiento y olas de inundación destructivas (Kiersch, 1964).



**FIGURA 7.57** Deslizamiento traslacional, relleno y presa. Vaiont. Valle del Piave. Alpes Dolomitas. Italia.

y Petley, 2003). El 2 de octubre se intentó rebajar el nivel del embalse, pero la alimentación por escorrentía y por flujo subterráneo superaba la evacuación. El agua embalsada era de 120 millones de  $m^3$ .

Los condicionantes del deslizamiento fueron variados: 1) la inclinación de  $45^\circ$  de los estratos hacia el valle facilitaba el deslizamiento traslacional. 2) La baja resistencia al cizallamiento de las margas. 3) Las cavidades endokársticas. 4) La red de diaclasas que debilitan la cohesión. 5) Las fuertes precipitaciones. 6) El hinchamiento de minerales de la arcilla. 7) El lento movimiento gravitacional, detectado en 1960. También era importante el precedente de un deslizamiento de  $700.000 \text{ km}^3$  ocurrido en 1960, cerca de la presa, en el margen septentrional.

El **deslizamiento de Aberfan** ha sido estudiado detenidamente por Bishop *et al.*, (1969) y Bishop (1973) y analizado por diversos autores (Bolt *et al.*, 1975; Bromhead, 1986; entre otros). El deslizamiento tuvo lugar el 21 de octubre de 1966 en la escombrera n.º 7 de una mina de carbón, que afectó a casas de la ciudad de Aberfan y a una escuela en la que murieron 116 niños y 5 profesores; en total perdieron la vida 144 personas. Este tipo de deslizamientos eran conocidos en la cuenca minera de Gales desde 1916. El principal movimiento tuvo lugar en dos o tres minutos, en los que el flujo destruyó además un tendido eléctrico, bloqueó 180 m de carretera, afectó al ferrocarril y a un canal y también represó al río Taff. El flujo movilizó 180.000 toneladas de detritos, que se desplazaron unos 435 m de altura, desde el techo de la escombrera. La cau-



sa que se invoca es una alta presión de los poros de los detritos, que alcanzaron la licuefacción en la zona más baja de la escombrera. La parte superior de la misma no estaba saturada y una fracción de ella se movilizó flotando sobre el material de licuefacción. El flujo en su frente alcanzó una potencia de unos 9 m.

Los grandes eventos descritos son «la punta del iceberg» de los procesos de ladera, por haber constituido auténticos desastres que han calado en la percepción humana. Como ya se ha dicho anteriormente, los movimientos en masa son uno de los procesos geomorfológicos más extendidos por el mundo.

Los deslizamientos en España son de tipos muy variados, ya que afectan a formaciones rocosas de distintas eda-

des, morfologías y ambientes climáticos (Cendrero *et al.*, 1997). En los Pirineos es donde se han registrado más movimientos en masa (Tabla 7.4), aunque también se distribuyen por todas las áreas de marcado relieve (Fig. 7.58) (Suárez y Regueiro, 1997). En esta última monografía se analiza con detalle la importancia y extensión de los movimientos de ladera en España.

En los Estados Unidos (Fig. 7.59) (Hays, 1981), las zonas de deslizamiento más frecuentes se encuentran en los Apalaches y en las Montañas Rocosas, junto con las cordilleras costeras. En conjunto, aproximadamente la séptima parte del país está afectado por deslizamientos. En el valle del Mississippi y en las mesetas al sur del Great Plains, existe un bajo, pero significativo riesgo.

**TABLA 7.4** Algunos movimientos de masa catastróficos en España (Cendrero *et al.*, 1997).

Lugar	Fecha	Tipo de movimiento	Daños	Volumen (m <sup>3</sup> )
Alcoy, Alicante	Dic. 1620	—	Ciudad parcialmente destruida por desencadenamiento de un terremoto	
Inza, Navarra	Dic. 1714	Colada de barro	Pueblo destruido	10 <sup>6</sup>
	Abr. 1715	—	—	—
Biniarroi, Mallorca	Mar. 1721	Deslizamiento rotacional	—	—
Corbera, Valencia	Nov. 1783	—	—	—
Azagra, Navarra	Julio 1874	Desprendimiento	91 muertos	—
Puigcercós, Lleida	Ene. 1882	Deslizamiento traslacional	Pueblo parcialmente destruido	3 × 10 <sup>5</sup>
Bono, Lleida	Oct. 1937	Avalancha de detritos	Represamiento del río	10 <sup>5</sup>
Rocabruna, Gerona	Oct. 1940	<i>Debris flow</i>	6 muertos	—
Rosiana, Gran Canaria	Feb. 1956	Deslizamiento traslacional	Pueblo destruido	5 × 10 <sup>5</sup>
Puebla de Arenosa, Castellón	Oct. 1957	Deslizamiento de detritos	Grietas en edificios	—
Senet, Lleida	Ago. 1963	Avalancha de detritos	Represamiento del río	5 × 10 <sup>4</sup>
Benasque, Huesca	Ago. 1963	Avalancha de detritos	Carretera destruida	—
Alcoy, Alicante	Dic. 1964	Deslizamiento rotacional	Edificios afectados	—
Tudela de Veguín, Asturias	1975	Deslizamiento de detritos	Grietas en edificios	9 × 10 <sup>5</sup>
Carege, Lleida	Nov. 1982	Deslizamiento rotacional	Carretera y puente destruido	—
La Guingueta, Lleida	Nov. 1982	Avalancha de detritos	Pueblo aislado	—
Capdella, Lleida	Nov. 1982	Avalancha de detritos	3 muertos	—
Pont de Bar, Lleida	Nov. 1982	Deslizamiento traslacional y complejo	Ciudad y carretera destruida	10 <sup>7</sup>
La Coma, Lleida	Nov. 1982	Colada de barro	—	2.5 × 10 <sup>5</sup>
Gósol, Lleida	Nov. 1982	Deslizamiento traslacional y colada de barro	—	10 <sup>6</sup>
Sta. Cruz de Moya, Cuenca	Abr. 1984	Deslizamiento traslacional	—	10 <sup>5</sup>
Olivares, Granada	Abr. 1986	Colada de barro	Pueblo afectado	3.6 × 10 <sup>6</sup>



De la observación de las figuras 7.58 y 7.59 se deduce que el número y la importancia de los deslizamientos se centran fundamentalmente en las zonas de cordilleras

con relieves energéticos. Este razonamiento se puede hacer extensivo a otros países del mundo.

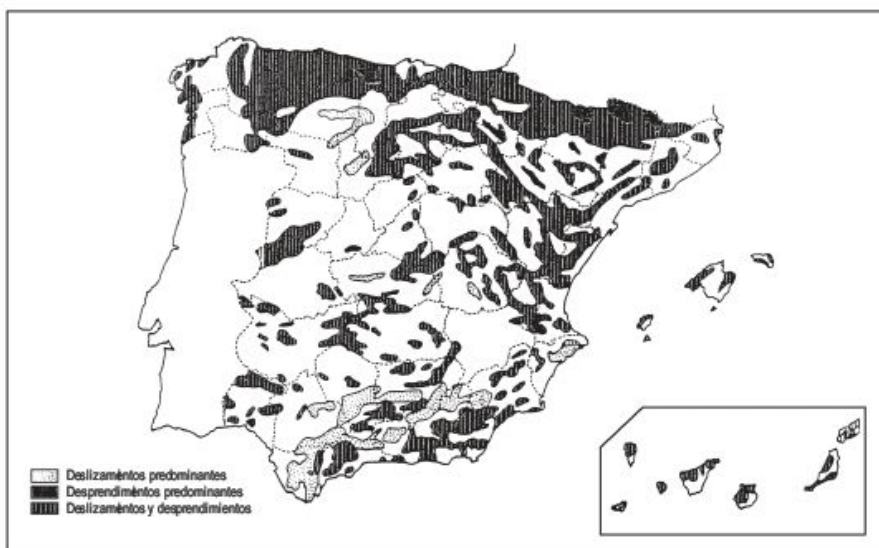
## 7.6 Predicción y mitigación de los deslizamientos

En la actualidad, el hombre está sometiendo a la epidermis de la Tierra a una fuerte presión, de tal modo que se le considera el principal agente geomorfológico (Gutiérrez, 2001, 2006, 2007). Todo ello se acentúa con el crecimiento de la población y de numerosos tipos de estructuras humanas, lo que trae consigo un aumento de

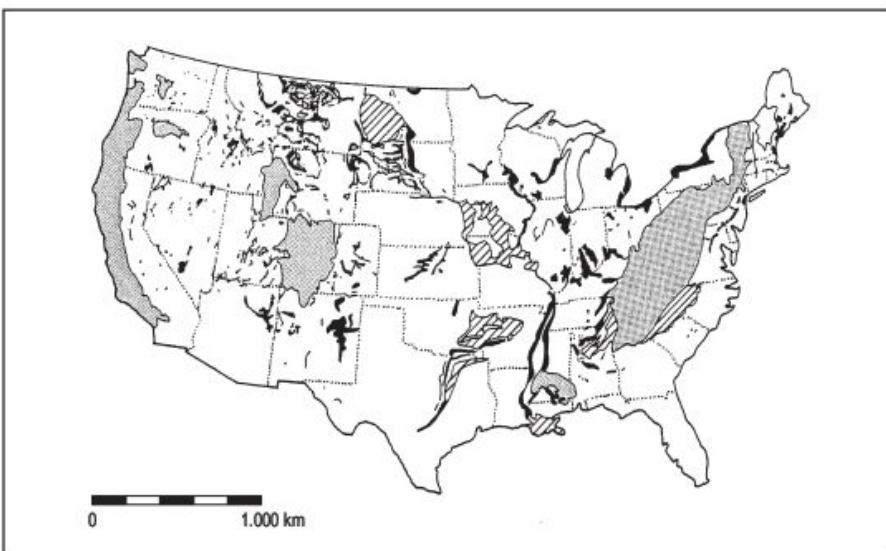
los procesos desencadenantes de deslizamiento y, por consiguiente, el incremento del número de pérdidas de vidas y de daños materiales (Cendrero, 2003).

A esta acción antrópica se une las posibles tendencias del cambio climático global (Corominas, 2006) y las manifestaciones superficiales de la actividad endógena de

**FIGURA 7.58** Mapa de España en el que se indican las zonas de mayor frecuencia de deslizamientos y desprendimientos. (Mapa realizado por M. Ferrer, en Suárez y Regueiro, 1997.)



**FIGURA 7.59** Extensión de los deslizamientos en los Estados Unidos. Puntos: Riesgos de grandes deslizamientos. Líneas: Riesgo de deslizamiento moderado. Negro: deslizamientos puntuales de severidad variable (Hays, 1981).





nuestro planeta. Este conjunto de cambios ambientales dificulta las labores de predicción. Para llevar a cabo esta tarea resulta útil acudir al Principio del Actualismo, pero aplicado en sentido inverso: «el pasado y el presente son la clave para predecir el futuro» (Cendrero, 2003). Es decir, si estudiamos los deslizamientos pasados y los que tienen lugar en la actualidad, tendremos unas buenas herramientas para llevar a cabo labores de predicción.

Un buen ejemplo es el estudio de los deslizamientos en Guipúzcoa para un intervalo temporal de unos 50 años, llevado a cabo por Remondo (2001) y Remondo *et al.*, (2003a, b, 2005a, b). Utilizan las fotografías aéreas de siete vuelos desde 1954 a 1997 y un inventario de 2.500 deslizamientos, deducido a partir de interpretación de las fotografías aéreas y de trabajos de campo. Deducen que en poco más de 40 años se ha producido un aumento de aproximadamente un orden de magnitud en la frecuencia y tasa del proceso, con una tendencia de tipo casi exponencial. Un análisis comparativo de las frecuencias y tasas citadas y del estudio detenido de las precipitaciones pone de manifiesto que no se observan variaciones que puedan explicar el acusado incremento de las frecuencias y tasas. Igualmente, la sismicidad de este periodo tampoco justifica este fuerte aumento. La explicación más plausible resulta del incremento de los deslizamientos por la actividad humana. Estos investigadores analizan la variación del producto interior bruto (PIB) desde 1950 a la actualidad, en relación con la tasa de movilización. El PIB puede ser un indicador adecuado de la fuerza motriz (aumento del número de personas y de su capacidad económica y tecnológica). Encuentran una buena relación entre este último y las tasas de denudación. Es de esperar que el PIB global continúe aumentando en el futuro próximo y las tasas de movilización se verán incrementadas (Cendrero, 2003).

Existen dos tipos de medidas para la reducción del riesgo (UNDRO, 1991). Las estructurales (intervención física) y las no estructurales (planeamiento, legislación, sistemas de alarma, planes de evacuación, etc.). Dentro de las medidas no estructurales, los mapas de susceptibilidad, peligrosidad o amenaza y riesgo, constituyen una herramienta de gran utilidad para mitigar las consecuencias de los procesos potencialmente peligrosos, puesto que proporcionan información adecuada para una mejor ordenación y gestión del territorio y para el desarrollo de planes de emergencia y de protección civil.

El desarrollo de técnicas de cartografía de peligrosidad y riesgo ha estado dificultado, en gran parte, por la complejidad y diversidad de los movimientos en masa. A pesar de que las técnicas de cálculo de estabilidad de taludes y laderas inestables (perspectiva ingenieril), han evolucionado notablemente, su aplicación al estudio de un área es inviable, por coste y tiempo, dada la intensidad y detalle de las observaciones que requieren este tipo de estudios (Hutchinson, 1995). Por ello, el análisis cartográfico regional debe abordarse con otro enfoque (geomorfológico).

Los procedimientos basados en un análisis geomorfológico incluyen la evaluación geomorfológica directa de acuerdo con el criterio de los expertos, los procedimientos heurísticos y los estadísticos (o probabilísticos), basados en la consideración de los factores condicionantes. En los últimos años, el desarrollo de técnicas de análisis de datos espaciales, junto al uso generalizado de Sistemas de Información Geográfica, han abierto nuevas posibilidades para la aplicación de estos métodos, haciéndolos más cuantitativos y facilitando su validación. Hansen (1984b), Hartlen y Viberg (1988), Gee (1991) y Chacón *et al.*, (2006), entre otros, han revisado los métodos de cartografía de riesgos de deslizamientos. No obstante, la mayoría de los mapas elaborados solo analizan la susceptibilidad o propensión del terreno a deslizarse, y son muy escasos los ejemplos que expresan cuantitativamente la peligrosidad de deslizamientos y, menos aún, el riesgo (Remondo *et al.*, 2005b).

Con independencia del método utilizado para cartografiar la peligrosidad o riesgo de deslizamientos, es necesario evaluar el mapa resultante. Para ello, Remondo (2003b, 2005b) ha llevado a cabo ensayos de validación a partir de mapas de deslizamientos que se produjeron entre los años 50 y 80, comparándolos con los que se desencadenaron en los años 80 y 90. Los resultados obtenidos han sido prácticamente iguales en todos los casos.

Para llevar a cabo labores de predicción y mitigación de los deslizamientos es preciso conocer los comportamientos mecánicos de las rocas y suelos. Esto se consigue realizando investigaciones de campo (fotografías aéreas, levantamientos geodésicos, investigaciones geológicas y geofísicas, sondeos, medidas de resistencia a la penetración, piezometrías, medidas de deformación a diferentes profundidades, potenciales eléctricos de los suelos, pH, redox). Las investigaciones de laboratorio completan los estudios de campo y se determinan: contenidos en agua, edometrías, ensayos de compresión, determinaciones de la cohesión y el ángulo de rozamiento interno, rayos X y otros. Un análisis de las diferentes técnicas de campo y laboratorio se encuentran en Veder (1981).

Son muy numerosos los autores que estudian la mitigación y estabilización de los deslizamientos (Veder, 1981; Zaruba y Mencl, 1982; Ayala *et al.*, 1987b; Flageollet, 1989; Hotz y Schuster, 1996; Wyllie y Norrish, 1996; Laín, 2002; Rogers, 2002; Panizza, 2005a, b; Borgatti y Soldati, 2005). En estos trabajos se puede encontrar un análisis más profundo de las técnicas más frecuentes utilizadas para enfrentarnos adecuadamente a la mitigación de los deslizamientos.

Con el fin de reducir o eliminar la peligrosidad geomorfológica, se debe actuar modificando el proceso o llevando a cabo prácticas de protección contra el mismo (Panizza, 2005a). En el primer caso, se debe conocer la causa (por ejemplo, eliminar el agua de escorrentía y de penetración en el suelo), con ello se aumenta la cohesión efectiva de un material detrítico. En el segundo caso, se



pueden construir obras de protección en la ladera, u otro tipo de prácticas, tales como muros de contención (Pannizza, 2005b).

Uno de los métodos más utilizados para estabilizar laderas o taludes son las distintas prácticas para evacuar el agua, mediante el **drenaje** superficial o subterráneo (González de Vallejo *et al.*, 2002). En el primer caso, se utilizan canaletas o zanjas de drenaje que conducen el agua a zonas externas del deslizamiento. El drenaje subsuperficial se puede efectuar por drenes horizontales (Fig. 7.60), pozos verticales, galerías de drenaje y zanjas con relleno drenante.

La **repoblación forestal** en áreas de deslizamientos potenciales constituye una práctica común que contribuye a la estabilidad de las laderas a través del reforzamiento de las raíces, interceptación de la lluvia y evapotranspiración, que reducen la presión de los poros.

La **siembra de cubierta vegetal** sobre los taludes ayuda a la estabilización, ya que disminuye la erosión superficial y las raíces de las plantas absorben agua e incrementan la resistencia al cizallamiento.

Los **geotextiles** (Fig. 7.61) se emplean como base de sostén o de filtración y drenaje en obras civiles. En la fotografía indicada su uso es para evitar la infiltración del agua en la masa deslizada.

Dentro de los métodos de corrección superficial la utilización de **mallas metálicas** en zonas de caída de rocas impiden que las obras lineales, sobre todo carreteras y otras estructuras, queden dañadas por los impactos, reteniendo en su parte inferior los fragmentos desprendidos (Fig. 7.62).

La estabilidad del talud puede incrementarse utilizando **gunita y hormigón proyectado** (González de Vallejo *et al.*, 2002). Ambos son morteros de hormigón de distin-

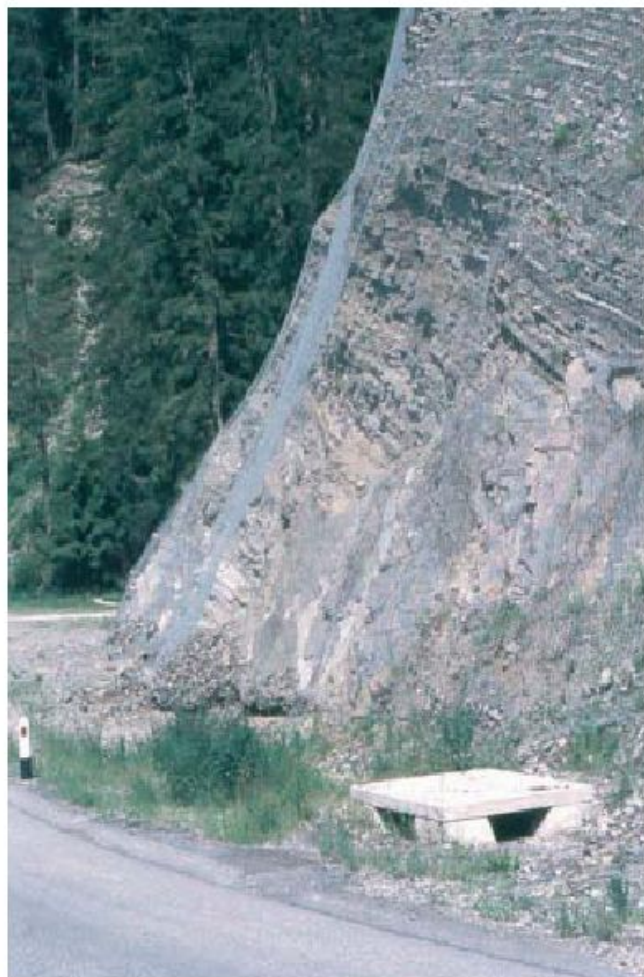
**FIGURA 7.60** Drenes horizontales en el deslizamiento de Lacadele. Cortina d'Ampezzo (Italia).



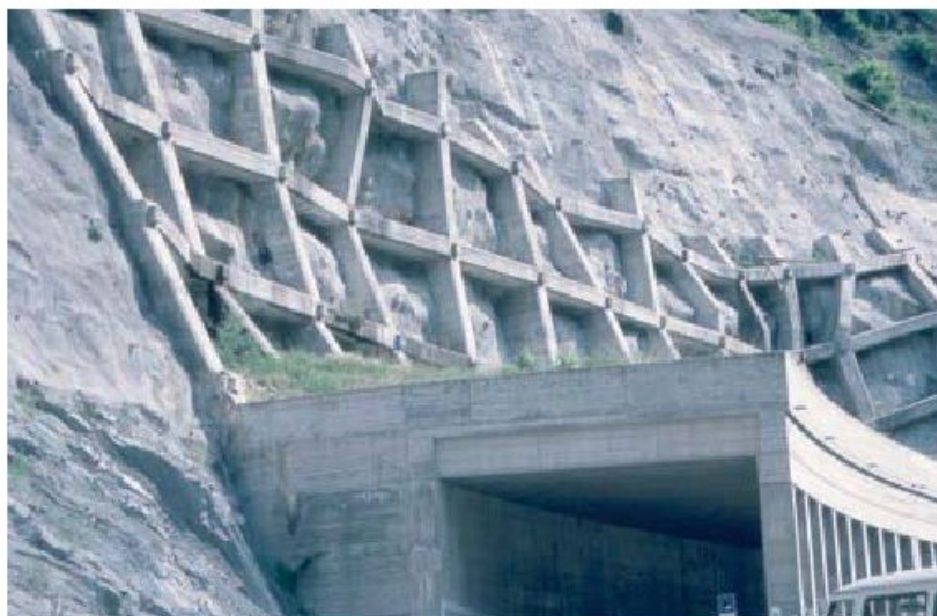
**FIGURA 7.61** Geotextil instalado en la cabecera de un deslizamiento para evitar la penetración del agua en la masa deslizada. Obsérvese la rápida colonización por vegetación del escarpe principal. Saint Denis. Isla de la Martinica. Pequeñas Antillas. Foto F. Gutiérrez.







**FIGURA 7.62** Malla metálica en un talud de carretera, en cuya base se recogen los fragmentos desprendidos. Alpes Dolomíticos (Italia).



**FIGURA 7.63** Estabilización de un talud con un falso túnel a su pie. Las correcciones efectuadas consisten en una estructura de hormigón armado con anclajes, proyección de hormigón sobre la ladera e instalación de bulones. Alpes Dolomíticos (Italia).

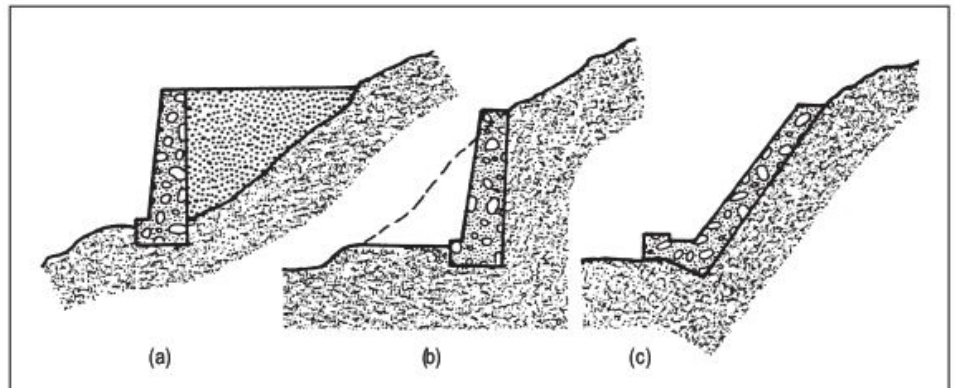
to tamaño, que se proyectan mediante presión sobre una superficie (Fig. 7.63). Estos métodos de tratamiento superficial evitan la meteorización y, fundamentalmente, la caída de fragmentos. Los taludes pueden reforzarse mediante la utilización de **bulones** (Fig. 7.63), que son barras de acero introducidas en taladros perforados de pocos metros de longitud, con lo que se consigue grapar un macizo rocoso y evitar los desprendimientos. Este tipo de anclaje se utiliza también en laderas con regolito superficial inestable. Normalmente se colocan cubriendo cada uno un área de 1 a 6 m<sup>2</sup> de talud. Los **muros** son estructuras de hormigón, escolleras o gaviones (Fig. 7.64) que, a veces, se utilizan para estabilizar deslizamientos o para evitar la caída de clastos a una obra lineal. Los muros pueden ser de tres tipos (Jiménez-Salas *et al.*, 1981) (Fig. 7.65): **muros de sostenimiento** cuando se construyen separados del terreno y posteriormente se rellenan; **muros de contención** en los que se realiza una excavación previa, seguida de la construcción de un muro que sustenta la ladera inestable; **muro de revestimiento**, se utiliza como protección de la erosión y meteorización, además de proporcionar un peso estabilizador.

Otra técnica de estabilización de taludes es el **descabezamiento**, que consiste en reducir el peso en la parte superior del talud y conseguir, de este modo reducir las fuerzas que inestabilizan el talud. Con frecuencia, el material excavado se acumula al pie del talud, creando un **tacon de tierra o escollera** con el fin de aumentar la resistencia al talud (González de Vallejo *et al.*, 2002). Otra técnica que mejora la estabilidad del talud consiste en la ejecución de **bermas** (o bancales) intermedias en el perfil del talud. Están indicadas en los taludes de obras de infraestructura viaria. En el caso de taludes mineros, las bermas son estrictamente necesarias para la explotación y suelen tener una anchura de 20 metros y una altura de 10-15 m.





**FIGURA 7.64** Muro de sostenimiento construido con gaviones y hormigón para evitar la caída de fragmentos a la carretera. Carretera de Villar del Cobo a Tramacastilla (provincia de Teruel). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 7.65** Tipos de muros de protección: a) Sostenimiento. b) Contención. c) Revestimiento (Jiménez-Salas *et al.*, 1981).

# 8

## Geomorfología Fluvial I

### CONTENIDO

- 8.1. Introducción
- 8.2. Breve historia de la Geomorfología Fluvial
- 8.3. El sistema fluvial. Concepto de hidrosistema
- 8.4. Morfometría de una cuenca fluvial
- 8.5. Hidráulica del flujo fluvial
- 8.6. Transporte de sedimentos
- 8.7. Erosión fluvial
- 8.8. Perfil longitudinal. Nivel de base. Capturas
- 8.9. Sistemas de canales fluviales
- 8.10. Canales fluviales y su estabilidad
- 8.11. Metamorfosis de los ríos



# 8.1

## Introducción

Se conocen muchas definiciones de Geomorfología Fluvial y algunas las recoge Gregory (2004a). Estimamos que una de las más completas es la propuesta por Richards (1987), en la que considera como objetivo fundamental de la Geomorfología Fluvial la explicación de las relaciones entre procesos físicos del flujo en canales de lecho móvil, la mecánica del transporte de sedimentos forzado por el flujo y las formas de los canales aluviales creadas por el transporte de sedimentos.

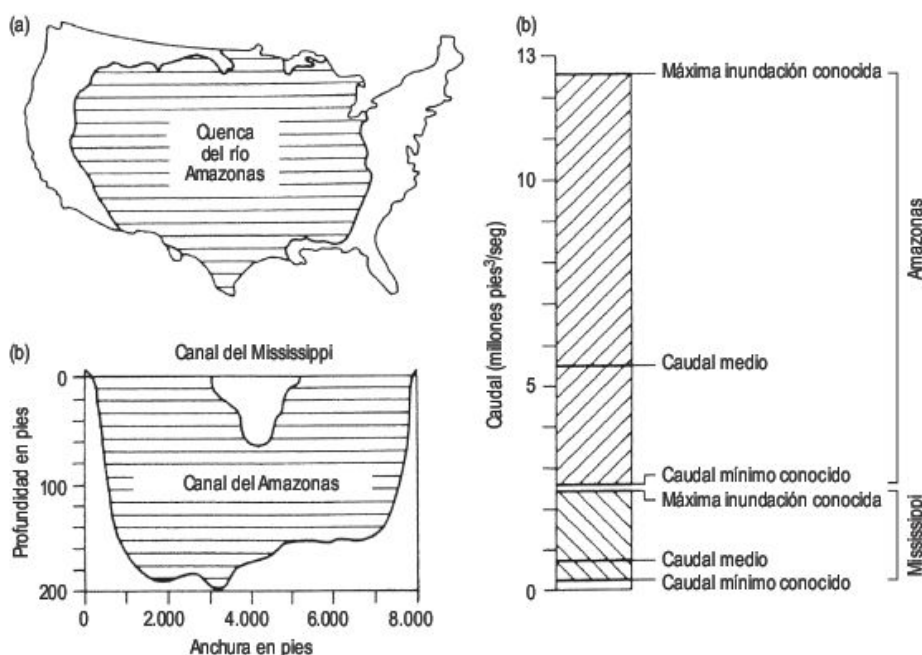
Los ríos son esencialmente agentes de erosión y transporte, que suministran a los océanos agua y sedimentos procedentes del continente. A pesar de que <0,005% del agua continental se encuentra en los ríos en un momento determinado, el flujo del agua es una de las fuerzas más importantes que operan en la superficie terrestre (Knighton, 1998). Los ríos transportan alrededor de 19.000 millones de toneladas de material cada año, 80% como sólido y 20% en forma disuelta (Meybeck, 1979; Milliman y Meade, 1983; Walling, 1987). Durante las inundaciones, las cifras obtenidas para algunos ríos son grandiosas. Por ejemplo, la inundación muy destructiva del río Mississippi de 1973 alcanzó en San Luis un caudal de 24.210 m<sup>3</sup>/seg. La máxima inundación de este río superó los 56.640 m<sup>3</sup>/seg, pero es inferior al caudal medio del río Amazonas, que es el mayor de todos los ríos (Fig. 8.1) (Chorley *et al.*, 1984).

Un río es un cuerpo de agua que fluye en un canal. Las características del flujo del agua constituyen el

dominio del ingeniero hidráulico, mientras que las dimensiones y el sistema de canales son problemas geomorfológicos (Chorley *et al.*, 1984). Un problema para los geomorfólogos es la determinación de las características del canal, ya que en la mayoría de los casos lo vemos cubierto parcialmente de agua. En los periodos secos y en las regiones áridas y semiáridas, no discurre agua por los canales la mayor parte del año. Los canales de las zonas áridas son efímeros, ya que el agua discurre durante las tormentas, en contraste con los cursos fluviales perennes de las regiones húmedas. Los ríos intermitentes fluyen estacionalmente al menos durante un mes al año.

El más importante de todos los procesos geológicos que actúan en la superficie terrestre es el agua de escorrentía (Morisawa, 1968). Crea una gran parte del paisaje y forma llanuras de inundación en las que se construyen muchas de nuestras ciudades. La acción fluvial genera laderas abruptas, que al aumentar su inestabilidad dan origen a deslizamientos. El agua de fusión de los glaciares discurre por canales trenzados (*braided*) transportando los materiales glaciares río abajo. Los ríos exorreicos vierten sus aguas a los océanos, pero los que fluyen por zonas endorreicas depositan su carga en cuencas interiores. Finalmente, las corrientes subterráneas movilizan partículas por debajo de la superficie terrestre (Morisawa, 1985).

**FIGURA 8.1** Los ríos Amazonas y Mississippi. A. La cuenca del río Amazonas cubre 6 millones de km<sup>2</sup> y su tamaño equivale a las <sup>3</sup>/<sub>4</sub> partes de los Estados Unidos. B. Comparación de las secciones transversales del río Amazonas en Obidos (a unos 700 km. de su desembocadura) y la del río Mississippi en Vicksburg (a unos 500 km. del delta). C. Comparación de los caudales del río Amazonas en Obidos y del río Mississippi en Vicksburg (Chorley *et al.*, 1984).





## 8.2

# Breve historia de la Geomorfología Fluvial

El desarrollo de la Geomorfología Fluvial ha ido parejo al incremento de conocimientos en Geomorfología. Durante los siglos XVII y XVIII los ingenieros hidráulicos, como Perrault, Surréll, Guettard, Desmarest y De Saussure se preocupaban de la degradación y formación del paisaje por acción Fluvial, a pesar de las ideas diluvialistas que reinaban en esa época. Estas ideas fueron paulatinamente desechadas a partir de los trabajos de los geólogos escoceses Hutton (siglo XVIII) y Lyell (siglo XIX) y, finalmente, se acabó con el catastrofismo, imperante durante muchos siglos. Con ellos comienza el desarrollo científico de la Geología y, por lo tanto, de la Geomorfología.

Los avances más interesantes a final del siglo XIX se deben a los geólogos norteamericanos Dutton y Powell, que documentaron la acción erosiva de los ríos para formar cañones. A Powell se debe el concepto de nivel de base de erosión; consideró la existencia de niveles de base locales y al mar como nivel de base general. También clasificó los ríos en consecuentes, antecedentes y sobreimpuestos. Las contribuciones del geólogo norteamericano Gilbert durante finales del siglo XIX y principios del XX, se ocupaban de los procesos de la mecánica del flujo, capacidad y competencia, así como el concepto de equilibrio (*grade*) y la interdependencia de las variables dentro del sistema fluvial (Morisawa, 1985).

Williams Morris Davis estableció en 1899 su ciclo de erosión (juventud, madurez y senilidad) y sus ideas perduraron hasta el advenimiento de los métodos cuantitativos en los sistemas Fluviales (Morisawa, 1968) a mediados del siglo XX. El tratado de mayor impacto, que reúne las investigaciones de los autores, fue *Fluvial Processes in Geomorphology* (Leopold *et al.*, 1964), que proporcionó la base de la investigación de los sistemas Fluviales actuales. En las siguientes décadas se publicaron varios tratados de Geomorfología Fluvial. Gregory (2004a) indica las características fundamentales de los mismos: dinámica y morfología (Morisawa, 1968), forma y proceso (Richards, 1982; Morisawa, 1985; Knighton, 1984, 1998), ríos y paisaje (*landscape*) (Petts y Foster, 1985) y el sistema fluvial (Schumm, 1977). Todos ellos son tratados en los que se

pueden analizar los progresos de la investigación sobre los procesos Fluviales y las formas resultantes. Junto con la cuantificación de las cuencas de drenaje iniciada por Horton (1945), recogida y ampliada por Zavoianu (1985), se llevan a cabo numerosos experimentos en laboratorios sobre Geomorfología Fluvial (Schumm *et al.*, 1987). En el pasado los sistemas fluviales han estado sometidos a cambios climáticos y a deformaciones tectónicas (Schumm *et al.*, 2000) que, entre otras situaciones, pueden desencadenar o facilitar la generación de paleoinundaciones (Baker y Bunker, 1985; Benito y Thorndycraft, 2004a, b).

Si siempre fue importante el conocimiento, comportamiento y predicción de los cursos Fluviales, en la actualidad y como consecuencia del bagaje adquirido por las técnicas de cuantificación, podemos ser capaces de efectuar labores de predicción sobre el comportamiento de los sistemas Fluviales ante variaciones en el medio ambiente.

Uno de los aspectos de la Geomorfología Fluvial es el de la explotación de sus recursos, que pueden crear numerosos problemas ambientales (Brierley y Fryirs, 2005). Los humanos necesitan agua para sus necesidades. En el mundo actual la superpoblación (más de 6.000 millones de habitantes en el mundo) es el problema más serio con el que se encuentra la humanidad, ya que ésta demanda agua al medio ambiente y éste se ve sometido a una intensa presión. Los ríos nos suministran agua, tanto de boca como de regadío, generan energía hidroeléctrica, refrigeran las centrales nucleares, son explotados como placeres y utilizados para la navegación y deportes, y las morfologías resultantes de su actividad originan bellos paisajes que son objetos de visitas turísticas. También los ríos son vías de evacuación de sustancias residuales. Igualmente, los ecosistemas Fluviales son de vital importancia para determinados hábitats de flora y fauna. También el agua constituye un riesgo natural de cara a las sequías, polución e inundaciones. Estas últimas afectan a la vida del hombre y a sus propiedades. El hombre se ha asentado y explotado los recursos de las llanuras de inundación fluviales y de las zonas de sedimentación de los abanicos aluviales y, posiblemente sin saberlo, se encuentra en zonas de peligrosidad.

## 8.3

# El sistema fluvial. Concepto de hidrosistema

Durante las tres últimas décadas, el concepto de sistema (Chorley, 1962) se ha utilizado con profusión en ciencias ambientales con el fin de conectar los procesos físicos,

químicos y biológicos (Piégay y Schumm, 2003). Ha tenido una gran influencia en Geomorfología Fluvial (Chorley y Kennedy, 1971) y se ha ensamblado con otras

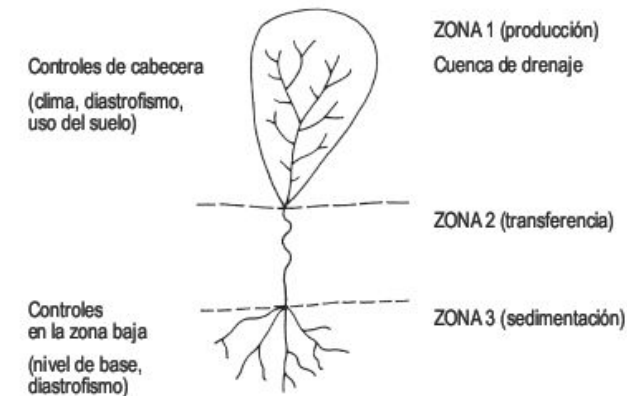


disciplinas próximas, como ecología, hidrología, geografía humana y gestión del medio fluvial (Hack, 1960; Stoddart, 1965a; Schumm, 1977; Dunne y Leopold, 1978).

El sistema se puede definir como una combinación significativa de cosas que forman un conjunto complejo, con conexiones, interrelaciones y transferencias de energía y materia entre ellos. En el caso de sistema fluvial no solo implica a los canales Fluviales, sino también al conjunto de redes de drenaje y zonas de sedimentación de abanicos aluviales y deltas y también a las escorrentías y sedimentos de ladera (Piégay y Schumm, 2003).

El sistema fluvial cambia con el tiempo, debido a la actividad de los procesos erosivos y de sedimentación, y también responde a los cambios climáticos, modificaciones del nivel de base, tectónica cuaternaria y actividades humanas (Park, 1981). Por consiguiente, las labores de predicción en un sistema fluvial son difíciles de llevar a cabo debido a su variabilidad.

La Figura 8.2 representa un esquema idealizado de un **sistema fluvial** (Schumm, 1977) en el que se distinguen tres zonas. El área más superior de la cuenca (Zona 1) constituye el área de producción de escorrentía y sedimentos. La Zona 2 es el sector de la transferencia y en la Zona 3 se produce la sedimentación (abanicos aluviales, deltas, llanuras de inundación). La división parece artificial, ya que los ríos transportan, erosionan y depositan en todas las zonas. No obstante, cada una de ellas se caracteriza por el predominio de un proceso.



**FIGURA 8.2** Sistema fluvial idealizado (Schumm, 1977).

Al definir las componentes del sistema Fluvial, se debe establecer una escala temporal, ya que el rango de las variables y sus intersecciones cambian según la escala utilizada (Tabla 8.1). El tiempo, la geología y el clima son variables independientes, mientras que la vegetación, el relieve, la paleohidrología y las dimensiones del valle constituyen variables dependientes. Durante el tiempo geológico tenemos escasos o ningún conocimiento en relación con las variables dependientes, tales como las variables relativas a las dimensiones del canal y estas variables se clasifican como indeterminadas (Schumm y Lichty, 1965).

Las **variables morfológicas independientes** ajustan su respuesta en función de la interacción de variables que

**TABLA 8.1** Las variables Fluviales durante intervalos de tiempo de duración decreciente (Schumm y Lichty, 1965).

Variables de los ríos	Variables durante los intervalos de tiempo designados		
	Geológicas	Modernas	Actuales
1. Tiempo	Independiente	No relevante	No relevante
2. Geología (litología y estructura)	Independiente	Independiente	Independiente
3. Clima	Independiente	Independiente	Independiente
4. Vegetación (tipo y densidad)	Dependiente	Independiente	Independiente
5. Relieve	Dependiente	Independiente	Independiente
6. Paleohidrología (descarga a largo plazo de agua y sedimentos)	Dependiente	Independiente	Independiente
7. Dimensiones del valle (anchura, profundidad y pendiente)	Dependiente	Independiente	Independiente
8. Descarga media de agua y sedimentos	Indeterminado	Independiente	Independiente
9. Morfología del canal (anchura, profundidad, pendiente, forma y sistema)	Indeterminado	Dependiente	Independiente
10. Descarga observada de agua y sedimentos	Indeterminado	Indeterminado	Dependiente
11. Características del flujo observadas (profundidad, velocidad, turbulencia, etc.)	Indeterminado	Indeterminado	Dependiente



reflejan aspectos independientes hidrológicos y sedimentológicos de la cuenca Fluvial. Por otra parte, definen la fuerza ejercida por el fluido en el flujo de la corriente y la resistencia al cambio morfológico de los materiales sobre los que se desarrolla el canal. Según Richards (1982), las principales variables independientes son la energía de la corriente, el tamaño del sedimento junto con las características de su distribución y la forma de las partículas de tamaño grava. Todas ellas reflejan la energía de la corriente y las propiedades del sedimento. Las **variables morfológicas dependientes** son la geometría del canal, que es tridimensional, la sección transversal, forma en planta y propiedades del perfil longitudinal, que constituyen la morfología completa y están íntimamente interrelacionados.

En la actualidad los geomorfólogos participan en investigaciones Fluviales con otros científicos del medio ambiente y los procesos geomorfológicos se consideran en relación con los procesos biológicos y la actividad humana. El concepto de **hidrosistema** proporciona un armazón en el que es posible evaluar tales interacciones (Roux, 1982; Amoros y Petts, 1993). El hidrosistema se puede definir como un sistema en tres dimensiones (Fig. 8.3) en el que las componentes longitudinal (aguas arriba y abajo), lateral (márgenes de canal) y vertical/superficial (subterráneo) transfieren energía, material y biota. Por consiguiente, depende de las interacciones dinámicas de los procesos hidrológicos, geomorfológicos y biológicos que actúan en sus tres dimensiones en un amplio rango de tiempo (Piégay y Schumm, 2003).

La dimensión longitudinal se define por las relaciones corriente arriba y abajo. Por ejemplo, un canal aguas arriba está influenciado por los cambios en el aporte de sedimentos, y se puede producir agradación o acreción. Aguas abajo, un descenso del nivel de base produce erosión remontante, que trae consigo el afloramiento del lecho fluvialrocoso. La dimensión lateral es bastante compleja en los cambios de canales o metamorfismo de los canales. Así, el río Ubaye, afluente del Durante en los Alpes franceses, es un canal trenzado (*braided*) durante su recorrido por formaciones margosas, pero se convierte paulatinamente en meandriforme y luego en canal recto cuando discurre por rocas más resistentes (Piégay *et al.*,



**FIGURA 8.3** El hidrosistema, un sistema complejo con tres ejes bidireccionales: aguas arriba y abajo, márgenes del canal, ambientes superficiales y subterráneos (Piégay y Schumm, 2003).

2000). El comportamiento del canal implica la arquitectura de la llanura de inundación y, por consiguiente, su diversidad biológica. La dimensión vertical produce la degradación o agradación del canal y estos cambios pueden inducir en las fluctuaciones biológicas y químicas de la llanura de inundación. Por ejemplo, la incisión del canal lleva parejo el descenso del nivel freático, que claramente afecta a la flora.

El concepto de hidrosistema puede ser considerado como una extensión del concepto de sistema fluvial (Schumm, 1977), aplicado a grandes ríos con llanuras de inundación bien desarrolladas. Implica no solo a procesos geomorfológicos, sino también a procesos biológicos y químicos. Mientras que el sistema fluvialacentúa las dimensiones temporales y longitudinales, el concepto de hidrosistema enfatiza las dimensiones laterales y verticales, que son más importantes en las grandes llanuras de inundación y ejercen una gran influencia en el almacenamiento de aguas subterráneas aluviales, riqueza ecológica y regeneración de la vegetación del margen (Piégay y Schumm, 2003).

## 8.4 Morfometría de una cuenca fluvial

Una cuenca fluvial de drenaje comprende todo el área que le proporciona la escorrentía superficial (Gregory y Walling, 1973). La cuenca de drenaje es una entidad bien definida topográfica e hidrológicamente y se considera como una unidad geomorfológica fundamental (Chorley, 1969).

Es el resultado de las interacciones del flujo de la materia y la energía frente a la resistencia de la superficie topográfica (Zavoianu, 1985). Se hace necesario estudiar la configuración de la cuenca fluvial para conocer su morfología y las relaciones proceso-forma. Este estudio hay que ex-



presarlo cuantitativamente y para ello han sido propuestos numerosos métodos. Nos limitaremos a estudiar las características más importantes que definen la cuenca de drenaje.

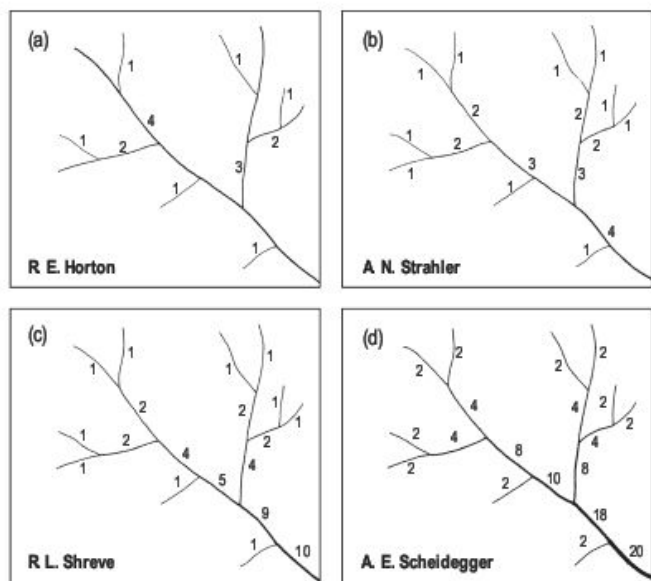
Para la obtención del **área de la cuenca** se delimitan las divisorias de aguas y una vez establecidas se calcula el área con papel milimetrado o un planímetro. El establecimiento del rango de los cursos Fluviales de una cuenca fue iniciado por Horton (1945) con el establecimiento de la jerarquización de los cursos (Fig. 8.4). El **orden** es una propiedad básica de las redes Fluviales, ya que se relaciona con el caudal relativo del segmento de un canal. Existen varios sistemas de ordenación y el más utilizado es el de Strahler (1952), en el que un segmento de un curso Fluvial, que no tiene afluente que fluye desde su origen, se considera un segmento de primer orden. El segmento de segundo orden se origina al unirse dos segmentos de primer orden, uno de tercer orden resulta de la confluencia entre dos segmentos de segundo orden y así sucesivamente. El orden no se incrementa cuando a un segmento de un orden determinado confluye otro segmento de orden menor. Para el método de Strahler todas las cuencas de orden cuatro (Fig. 8.4) se consideran similares, mientras que el sistema de Shreve (1975) define la magnitud de un segmento de canal como el número total de afluentes que lo alimentan. Por cuestiones algebraicas, Scheidegger (1965) utiliza solo los números pares. La magnitud obtenida está íntimamente relacionada con la proporción del área total de la cuenca.

Una propiedad muy utilizada es la **relación de bifurcación**, descrita por Horton (1932) y fue definida como la relación del número de cursos de orden  $n$  al número de cursos de orden más alto ( $n + 1$ ):  $R_b = N_n/N_{n+1}$ . El estudio de numerosos sistemas Fluviales confirma el princi-

pio de que en una región de clima, litología y estado de desarrollo uniformes, la relación de bifurcación tiende a permanecer constante de un orden al siguiente. Los valores de esta relación fluctúan entre 3 y 5 y son característicos de los sistemas Fluviales. Sin embargo, valores de 10 o más se encuentran en cuencas muy alargadas, en las que alternan afloramientos de rocas duras y blandas (Strahler, 1964). Una vez que se ha ordenado toda la red y al proyectar los valores en un papel semilogarítmico, Horton (1945) estableció que el número de segmentos de órdenes sucesivamente inferiores de una cuenca determinada tienden a formar una progresión geométrica que comienza con el único segmento de orden más elevado y crece según una relación constante de bifurcación. Esta definición se conoce como la **ley del número de cursos Fluviales**. Por ejemplo, si la relación de bifurcación es 3 y el río principal es de sexto orden, el número de segmentos será 1, 3, 9, 27, 81 y 243.

La **densidad de la red de drenaje** es una importante característica de la cuenca Fluvial, ya que refleja controles geomorfológicos, litológicos, climáticos, florísticos y antrópicos. La densidad de la red de drenaje (Horton, 1932) consiste en la relación de la longitud total de todos los cursos de todos los órdenes y el área de la cuenca:  $D = \Sigma L/A$ . Refleja el balance entre fuerzas erosivas y la resistencia de la superficie del terreno. Las densidades de drenaje pueden oscilar desde valores de 5 km/km<sup>2</sup>, correspondientes a laderas suavizadas, de baja precipitación y sustratos permeables, hasta cifras superiores a 500 km/km<sup>2</sup>, de áreas montañosas, de rocas impermeables, laderas abruptas e importantes precipitaciones, como las áreas acarcavadas (*badlands*) (Fig. 8.5). En las zonas semiáridas encontramos los ejemplos más espectaculares y en zonas húmedas con sustrato blando, cuando se elimina la cubierta vegetal (deforestación) se desarrollan igualmente *badlands*, como en Perth Amboy en el clima húmedo de New Jersey (Schumm, 1956a). Las medidas de la densidad de drenaje se han llevado a cabo en climas y materiales muy diferentes dentro de los Estados Unidos y aparecen representados unos ejemplos en la Figura 8.6.

Uno de los problemas que surgen es el del trazado de la red de drenaje, que puede determinarse por mapas, fotografías aéreas o sobre el terreno. Horton (1945) utilizó las líneas azules de los mapas, pero presenta el inconveniente de que todos los pequeños cursos no aparecen indicados en los mapas. Otro método consiste en trazar la línea azul y añadir las crenulaciones de las curvas de nivel, que corresponden a cursos de bajo orden. La comparación de este último método con la red obtenida en levantamientos de campo señala que no hay una diferencia significativa entre ellos (Morisawa, 1957). En áreas de valles secos periglaciares o kársticos, el valor resultante de las inflexiones de las curvas proporciona valores altos de la densidad de drenaje (Gregory, 1966). También interviene significativamente la calidad y escala de los mapas utilizados, ya que influyen en la red establecida.

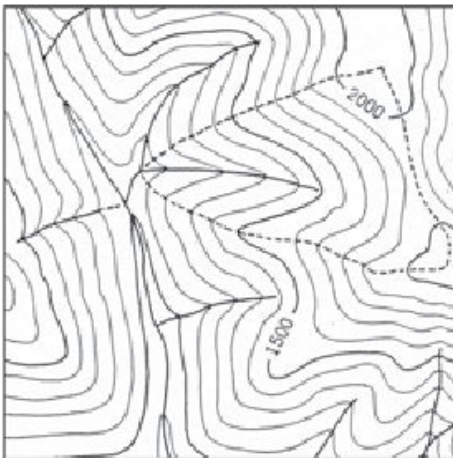


**FIGURA 8.4** Métodos de ordenación de los segmentos y cursos Fluviales (Gregory y Walling, 1973).





**FIGURA 8.5** *Badlands* acuchilladas. Las Bardenas Reales de Navarra. Depresión del Ebro.



(a) Densidad de drenaje baja o de textura gruesa. Driftwood, Pennsylvania.



(b) Densidad de drenaje media o de textura media. Nashville, Indiana.



(c) Densidad de drenaje alta o de textura fina. Little Tujunga, California.



(d) Densidad muy alta o de textura ultrafina. Quyn Table West, South Dakota.

**FIGURA 8.6** Mapas topográficos de aproximadamente 2,5 km<sup>2</sup> que ilustran diferentes tipos de densidades de drenaje (Strahler, 1964).



Igualmente, la red fluvial obtenida por fotografías aéreas suministra valores más elevados de la densidad de drenaje. Por otra parte, la confección de una red de drenaje teniendo en cuenta las inflexiones de las curvas de nivel, o bien efectuando un levantamiento con fotografías aéreas, es un trabajo lento y tedioso. Por eso, se han propuesto métodos rápidos de cálculo, como el de Carlston y Langbein (1960) que calculan aproximadamente la red de drenaje trazando una línea de longitud conocida ( $L$ ) sobre un mapa de curvas de nivel y se efectúa el conteo del número de cursos ( $n$ ) que corta esta línea. Es preciso disponer de al menos 50 intersecciones con curvas de nivel para tener un valor adecuado. La densidad de drenaje se expresa por  $Dd = 1,41n/L$ .

Hasta mediados del siglo pasado, los sistemas utilizados para hallar la **forma de la red** se basaban en métodos cualitativos, en los que se comparaba la red obtenida con distintos tipos de patrones (Fig. 8.7). Evidentemente, gozaban de una gran subjetividad y, por esto, se hizo necesario expresar numéricamente la forma de la red. Una de las maneras consiste en medir las diferentes longitudes de los cursos con sus direcciones, para posteriormente representarlo en una rosa vectorial (Judson y Andrews, 1955). De este modo, se obtiene la orientación de toda la red, que suele estar condicionada por los sistemas de diadas. Otro método, que considera la orientación de la red de drenaje, se basa en la medición de los ángulos en la unión de los cursos (Lubowe, 1964). Este método no da

resultados muy diferentes del método vectorial y en ambos casos una red dendrítica presenta una distribución unimodal y un sistema con control estructural, dará una distribución bimodal.

El **sistema de canales** también ha sido clasificado inicialmente en grupos cualitativos y, con posterioridad, tomando como base la sinuosidad, que es el resultado de la relación entre la longitud del curso y la longitud del valle. Se reconocen canales rectos, trenzados (*braided*) y meandriformes. En este capítulo serán estudiados posteriormente con más detenimiento.

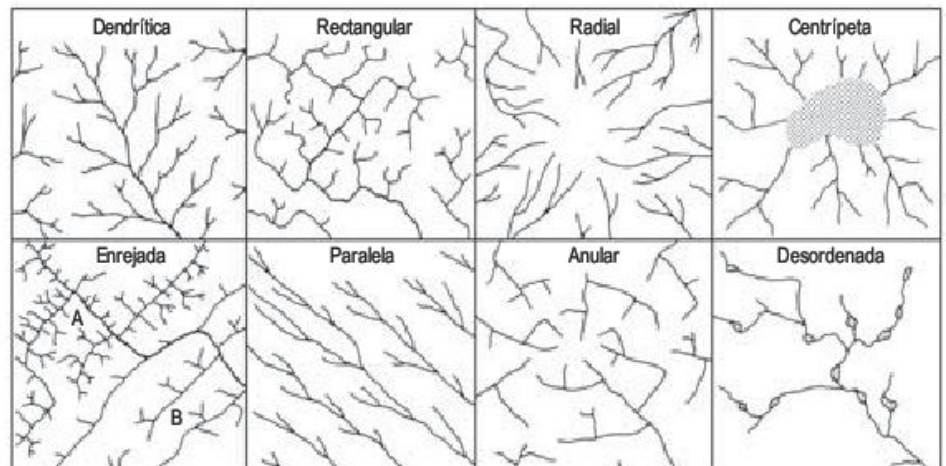
La **forma de la cuenca** de drenaje es de gran importancia. Las cuencas alargadas transmiten a mayores distancias el flujo Fluvial, resultante de precipitaciones de tormenta. Las cuencas más equilibradas son las que sus divisorias se aproximan a un círculo. Horton (1932) estableció un factor de forma  $F = S/L^2$ , en el que  $S$  es el área de la cuenca y  $L$ , la longitud de la cuenca. Otro método de expresar la forma de la cuenca de drenaje es el índice de compacidad de Gravelius, en el que proporciona una idea sobre la mayor o menor proximidad de la forma de una cuenca a un círculo. Resulta de la relación entre el perímetro de la cuenca y el perímetro del círculo equivalente de área igual a la de la cuenca. Existen otros índices de forma de la cuenca: circularidad de la cuenca y alargamiento de la cuenca. El estudio de la morfometría de una cuenca fluvial puede ampliarse en Strahler (1964), Gregory y Walling (1973) y Zavoianu (1985).

## 8.5

### Hidráulica del flujo fluvial

La morfología de los canales fluviales naturales depende de la interacción entre el flujo y los materiales erosionables en el límite del canal. Estas interacciones varían sustancialmente para diferentes escalas temporales y es-

paciales. Debido a este carácter variable del flujo del río, el canal se ajusta a la actuación de diferentes fuerzas para mantener una estructura coherente. El flujo del agua en un canal está sometido a dos fuerzas principales, la gravedad



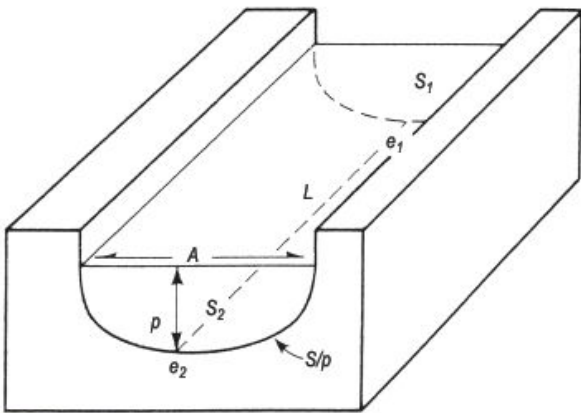
**FIGURA 8.7** Clasificaciones morfológicas de redes de drenaje (Gregory y Walling, 1973).

y la pendiente del canal, mientras que la fricción se opone al movimiento del agua (Knighton, 1998).

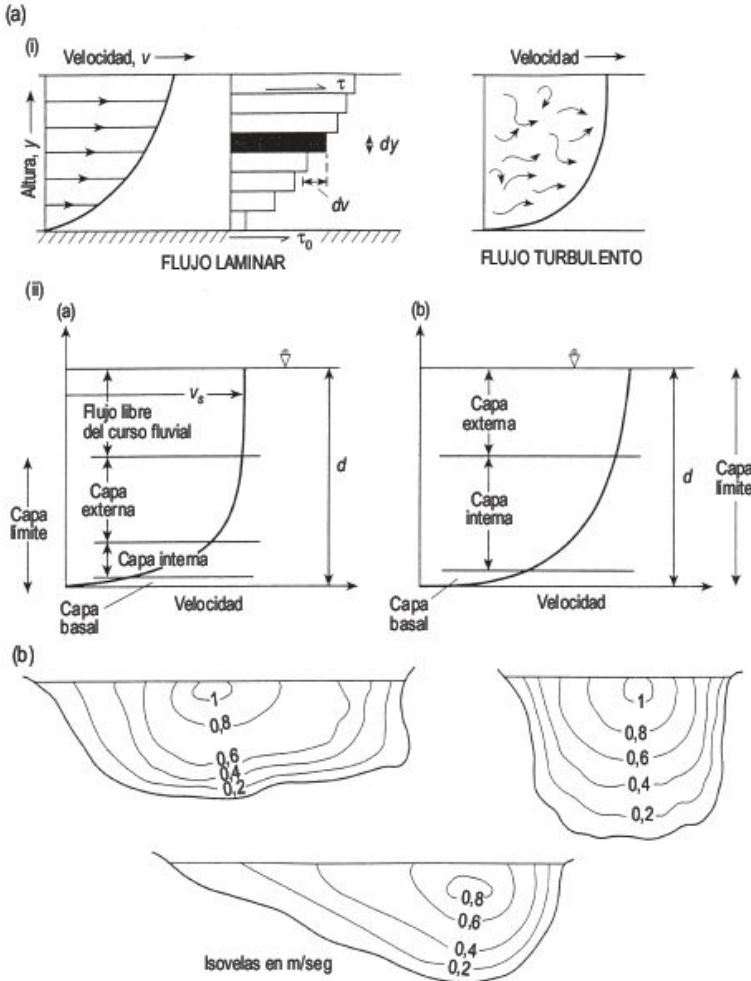
Si suponemos un flujo uniforme y estacionario, la velocidad por la que pasa el agua a través de sucesivas secciones transversales de un curso fluvial constante o  $S_1V_1 = S_2V_2$  (Fig. 8.8), en el que  $S$  es el área de la sección transversal en los puntos 1 y 2,  $V$  la velocidad media en estos puntos y  $Q$  es el caudal constante.

El agua, que es un fluido, no puede resistir a los esfuerzos. Por lo tanto, cualquier esfuerzo, por pequeño que sea, produce movimiento, que puede ser de **flujo laminar** o turbulento. Si el agua fluye por un canal recto y liso a velocidades muy pequeñas (fracciones de mm/seg) se mueve en flujo laminar (Fig. 8.9a(i)). Cada elemento se moviliza a través de trayectorias específicas sin mezcla significativa con las capas adyacentes. En el contacto con el lecho la velocidad es prácticamente nula y las capas superiores deslizan entre sí, formando un perfil de velocidad parabólico (Fig. 8.9a(ii)). Por consiguiente, el esfuerzo de cizalla es:

$$\tau = \mu \frac{dV}{dy}$$



**FIGURA 8.8** Morfometría de un canal Fluvial. La anchura  $A$  es la anchura correspondiente al canal con agua.  $P$  es el perímetro de mojado que constituye el límite entre el substrato y el agua del canal. La sección transversal  $S$  es el área de la sección del río. La profundidad  $p$  es aproximadamente la misma que el radio hidráulico  $R$ , que resulta de dividir la sección transversal  $S$  por el perímetro de mojado  $P$  ( $R = S/P$ ). El gradiente  $g$  del curso fluvial es la diferencia de altura entre dos puntos ( $e_1-e_2$ ) del lecho del canal, dividido por la distancia horizontal proyectada entre ellos ( $L$ ). La velocidad es el caudal por unidad de área (Morisawa, 1968).



**FIGURA 8.9** Variaciones en la velocidad de un flujo Fluvial. (a) Con la profundidad: (i) típicos perfiles de velocidad para flujos laminar y turbulento; (ii) estructura de la capa límite en profundidad (a) y para flujo somero (b). (b) Secciones transversales en canales naturales (Knighton, 1998).



en el que  $dV/dy$  es el cambio de velocidad ( $V$ ) con la profundidad ( $y$ ). El flujo laminar raramente se encuentra en los cursos de agua. Quizás en aguas muy tranquilas.

Si la velocidad o profundidad alcanzan un valor crítico, el flujo laminar se hace inestable y se destruyen las capas paralelas, dando lugar al **flujo turbulento** (Fig. 8.9a(i)). Este flujo se caracteriza por numerosos movimientos caóticos, con remolinos secundarios que se superponen al flujo frontal. Hay varios factores que afectan a la velocidad crítica en la que el flujo laminar se convierte en turbulento, como son la viscosidad y densidad del fluido, profundidad del agua y rugosidad del lecho del canal. La expresión más utilizada para distinguir entre flujo laminar y turbulento es el **número de Reynolds**:

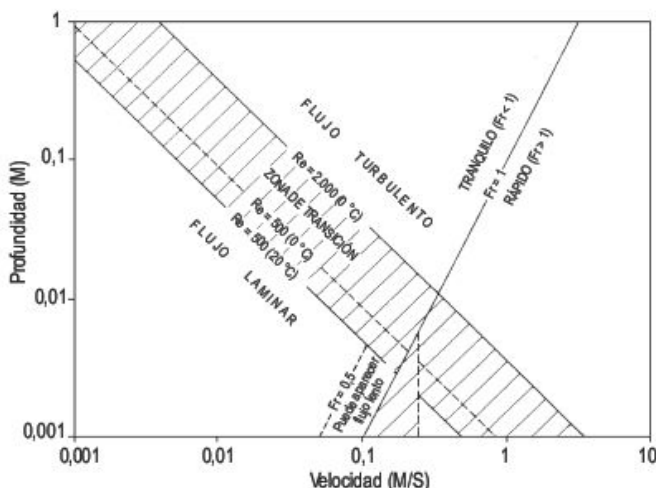
$$NR = \rho \frac{VR}{\mu}$$

en la que  $\rho$  es la densidad,  $V$  la velocidad media,  $R$  el radio hidráulico y  $\mu$  la viscosidad. El flujo laminar para valores bajos del número de Reynolds y turbulento para cifras altas. La rugosidad del curso fluvial depende del tamaño y forma de los materiales del lecho, de las variaciones bruscas del tamaño y forma del canal y de la sinuosidad del mismo. La rugosidad es menor cuando está próxima al nivel de inundación y adquiere valores mayores en flujos bajos. A medida que la sinuosidad del canal aumenta, se incrementa la rugosidad; un canal de forma triangular tiene una rugosidad mayor que uno trapezoidal. También influye la cantidad de vegetación en el canal y el tipo de flujo. Hicks y Mason (1991) presentan un conjunto de datos y láminas en color de los ríos de Nueva Zelanda para estimar visualmente los coeficientes de rugosidad. Otro criterio para diferenciar el flujo laminar del turbulento se expresa por el **número de Froude** ( $F_r$ ), que es la relación de las fuerzas de inercia a las de gravedad, donde:

$$F_r = \frac{V}{gd}$$

siendo  $V$  la velocidad,  $g$  la gravedad y  $d$  la profundidad del agua.  $F_r = 1$  corresponde con el flujo crítico, si  $F_r < 1$  el flujo es laminar y  $F_r > 1$  turbulento (Fig. 8.10). En la mayoría de los ríos el flujo, por lo general, es no uniforme, no permanente, turbulento y tranquilo, aunque en raros casos puede existir un flujo rápido (cataratas, rápidos). Como por ejemplo, en el bajo Mississippi  $F_r$  es menor de 0,20 (Sundborg, 1956).

La velocidad es un vector en el que hay que considerar la magnitud y el sentido. Es una de las variables más sensibles. La velocidad varía en función de la distancia al lecho fluvial. La velocidad aumenta desde cero en el lecho a una velocidad  $V_s$  (Fig. 8.9a(ii)) en el borde de la capa límite, la cual está afectada por la fricción del lecho. En flujos poco profundos la capa límite puede extenderse hasta la superficie. En teoría se puede dividir en dos subca-



**FIGURA 8.10** Regímenes de flujo en un canal amplio en función de la velocidad y profundidad. La zona de transición entre flujo laminar y turbulento se define por un intervalo de valores del número de Reynolds ( $NR$ ) de 500 a 2.000 y depende de las variaciones de temperatura. El valor de 1 para el número de Froude ( $F_r$ ) delimita el flujo turbulento tranquilo del flujo turbulento rápido (Sundborg, 1956).

pas: capa interna (o subcapa laminar), situada a 10-20% del lecho, en el que la velocidad varía semilogarítmicamente con la profundidad y una capa externa, que ocupa el 80-90%, de gran turbulencia, en la que el perfil se aleja de la forma semilogarítmica. La velocidad aumenta hacia el centro del curso fluvial debido a la disminución de la fricción sobre el lecho y sus paredes (Fig. 8.9b). La velocidad está íntimamente relacionada con la **resistencia al flujo** de los límites del canal y hay varias ecuaciones relativas a esta resistencia (ecuación de Chezy, ecuación de Manning y ecuación de Darcy-Weisbach). De todas ellas se utiliza la de Manning:

$$V = \frac{1}{\pi} R^{2/3} S^{1/2}$$

en la que  $\pi$  es la rugosidad,  $R$  es el radio hidráulico,  $S$  gradiente de la corriente y  $V$  la velocidad media (m/seg).

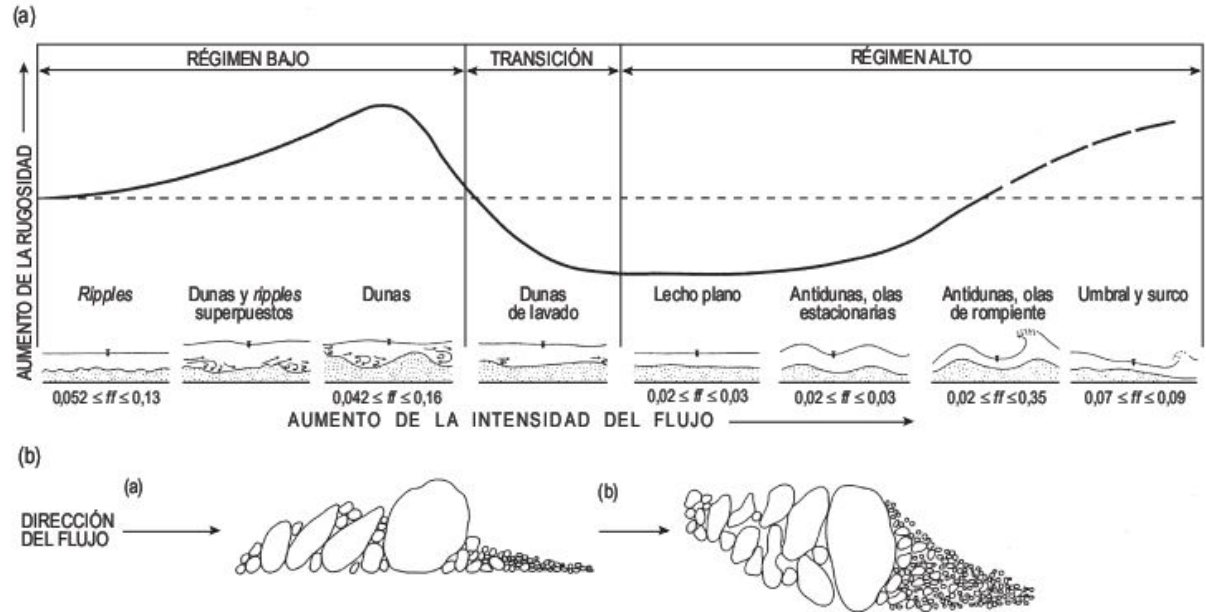
En el sistema fluvial hay dos tipos de **energía**, potencial y cinética. La primera se convierte aguas abajo en energía cinética, que a su vez se pierde en forma de calor por fricción y esta pérdida depende de la rugosidad, sección transversal del curso, sinuosidad y de la cantidad de cizallamiento generado por los remolinos. La energía que no se disipa en calor se emplea por la erosión y el transporte (Morisawa, 1968). Una pérdida menor de energía se produce en la fricción interna de la carga en el transporte, pero por lo general, la carga en suspensión disminuye la fricción a causa del descenso de la turbulencia. La **energía crítica** fue definida por Bull (1979, 1991) para explicar la energía necesaria para transportar los sedimentos a través de un canal. Las variaciones en la energía de los cursos fluviales se han utilizado para definir la secuencia de



umbrales y surcos (*pools* y *riffles*), para precisar la forma del lecho para determinados tamaños de sedimentos y para explicar los cambios de sistemas de canal (Gregory, 2004b). Los sistemas Fluviales se han clasificado según la cantidad y tamaño de la carga de fondo y de la energía de la corriente (Schumm, 1981) y la sinuosidad se ha relacionado con la energía de la corriente (Schumm, 1977). La llanura de inundación se diferencia en función de los valores de la energía de la corriente: alta ( $>300 \text{ W/m}^2$ ) y media ( $100\text{-}300 \text{ W/m}^2$ ) y baja energía ( $10 \text{ W/m}^2$ ) (Nanson y Croke, 1992).

Una vez que las partículas constituyentes del fondo se ponen en movimiento, se modifica el lecho y se desarro-

llan formas variables que dependen de las condiciones del flujo (Allen, 1976). En los lechos constituidos por arena se observan fácilmente estas formas, que constituyen una secuencia que aumenta con la intensidad del flujo (Fig. 8.11a) y cada forma tiene diferentes niveles de resistencia (Simmons y Richardson, 1966). Estas modificaciones en la configuración del lecho representan un importante mecanismo autorregulador de la interfase flujo-lecho. El caudal y la carga de sedimento aumentan con la llegada de una ola de inundación y se manifiesta por una transición de *ripples* a dunas (Fig. 8.12), que puede incrementar la resistencia del flujo (Richards, 1976). En el régimen neto la resistencia del flujo permanece relativamente baja



**FIGURA 8.11** Variaciones en las formas del lecho en función de la intensidad del flujo y de la rugosidad. (a) En lechos arenosos se indican los valores del factor de fricción de Darcy-Weisbach ( $ff$ ) en experimentos con flumes en laboratorio (Simons y Richardson, 1966). Lechos de gravas Fluviales. (a) En perfil y (b) en planta (Knighton, 1998).



**FIGURA 8.12** Ripples de forma linguoide en un curso fluvialefímero. Jaisalmer. Desierto del Thar.



hasta que se desarrollan olas de rompiente, cuando tiene lugar una considerable pérdida de energía (Fig. 8.11a). La morfología de la rugosidad del lecho para tamaños mayores consta desde una microtopografía de grupos de cantos a barras de canal de secuencias de umbral y surco (Robert, 1990) (Fig. 8.11b).

La interacción entre flujo y vegetación es uno de los problemas más complejos en hidráulica Fluvial. Green (2005) ha señalado que la resistencia al flujo es función del tamaño de la planta, propiedades estructurales de la misma, localización dentro del canal, condiciones del flujo local y porcentaje del canal ocupado por la vegetación. Se ha demostrado en estudios de tanques (*flumes*) de canales trenzados con vegetación, que ésta tiene efectos directos en el transporte de sedimentos y en la forma en planta del ca-

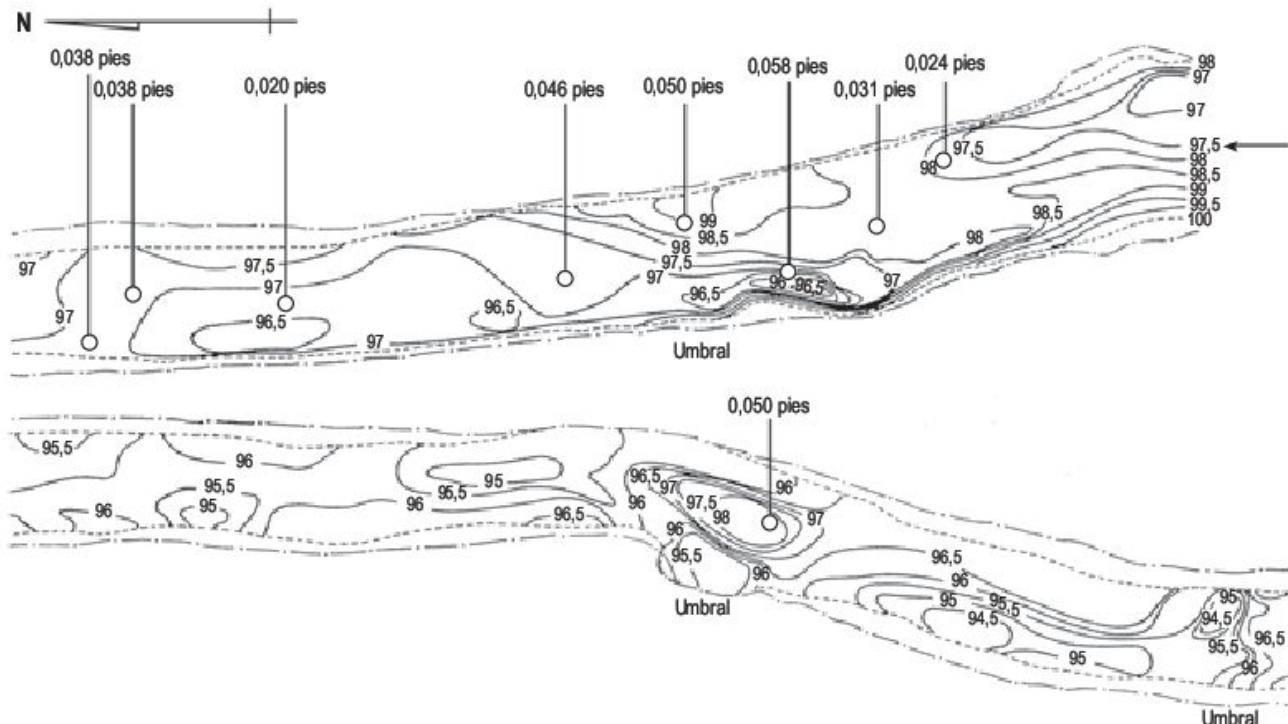
nal. La obstrucción produce la separación del flujo y es un lugar preferente para la sedimentación de aguas abajo de la planta; se incrementa el número de canales y aumenta el grado de trenzamiento. Además, las plantas estabilizan y pueden formar islas relativamente estables en la parte de aguas abajo de la planta (Coulthard, 2005).

El desarrollo de **surcos** (*pools*) y **umbrales** (*riffles*) es característico tanto de canales rectos como meandriiformes con material del lecho fluvial heterogéneo (2-256 mm). Estos canales tienen un lecho ondulado, en el que alternan a lo largo de su longitud surcos y umbrales (Fig. 8.13), espaciados más o menos regularmente a distancias 5 o 7 veces la anchura. Esta alternancia parece más característica cuando se transportan gravas. Estas acumulaciones de gravas son de forma lobulada (Leopold *et al.*, 1964).

## 8.6 Transporte de sedimentos

Aunque es relativamente fácil obtener información del caudal, es más difícil muestrear la carga de un curso Fluvial. Esta carga se realiza en disolución, suspensión y en el fondo del canal. La **carga en disolución** comprende los iones y moléculas que proceden de la meteorización quí-

mica, por lo general materia inorgánica. La composición fluctúa según diferentes factores ambientales (geología, clima, vegetación y topografía). Las aguas de los grandes ríos tienen una composición química similar y los iones dominantes son bicarbonatos, sulfatos y cloruros de cal-

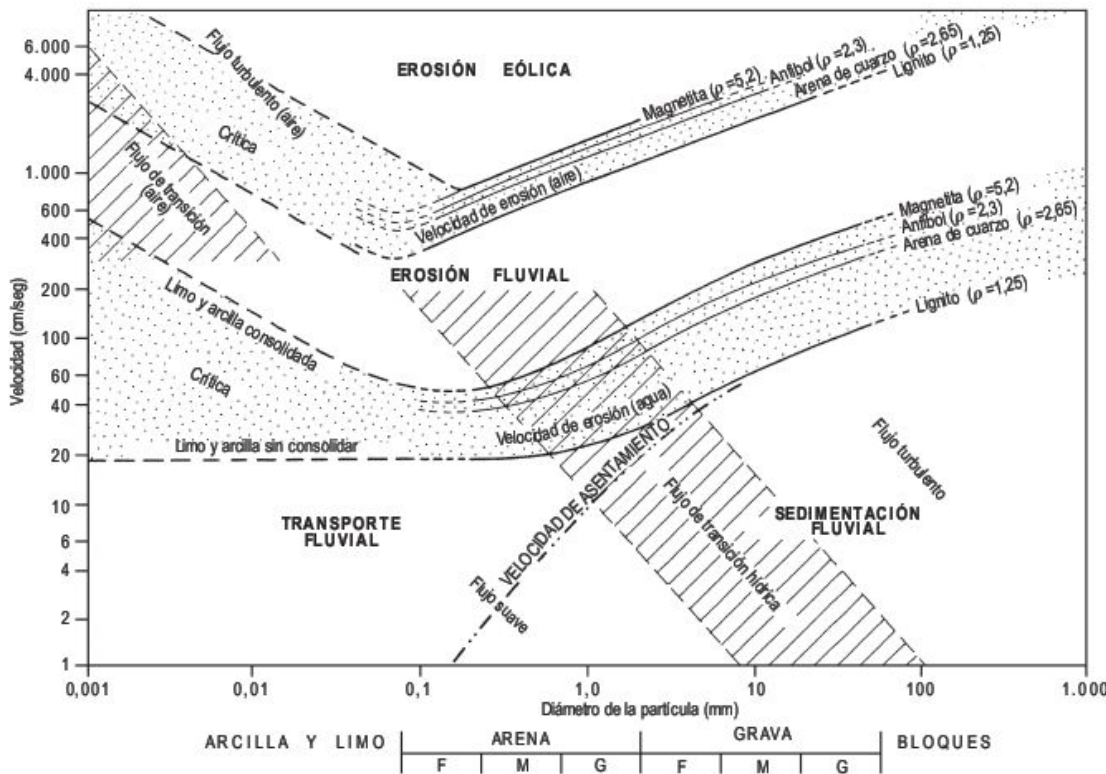


**FIGURA 8.13** Mapas topográficos del lecho del canal de Seneca Creek, cerca de Dawsonville, Maryland. Los círculos muestran la localización de las medidas del material del lecho; los números relacionados con los círculos indican el tamaño medio en pies (Leopold *et al.*, 1964).

cio y sodio. Las aguas de pH ácido se deben, por lo general, a oxidaciones de sulfuros o aguas alimentadas por pantanos y marismas y suelen presentar una mayor carga química. La **carga en suspensión** está constituida por partículas de tamaños limo y arcilla, que son lo suficientemente pequeñas para movilizarse por turbulencia en las aguas de los ríos. La arena se levanta por fuertes corrientes y la gravilla puede entrar en suspensión durante las inundaciones. Se está de acuerdo en que la fracción fina se mueve en todo el canal y se distribuye más o menos uniformemente a través de la columna de agua, mientras que las arenas tienden a concentrarse cerca del lecho (Chorley *et al.*, 1984). La **carga de fondo**, constituida por gravilla, cantos y bloques, se moviliza por rodadura o arrastre a lo largo del lecho del canal. Si la corriente es fuerte pueden efectuar pequeños saltos. La carga de fondo de arena se moviliza más lentamente que el flujo de agua y los granos se mueven aisladamente en cualquier dirección o bien agrupados por rodadura y deslizamiento. Los granos de mayor tamaño se movilizan y las partículas redondeadas se desplazan más rápidamente que las planas. La toma de muestras de carga en suspensión (véase Gregory y Walling, 1973) es fácil, pero es muy difícil muestrear la carga de fondo, ya que se producen disturbios en el flujo (Kondolf *et al.*, 2003). Para evitarlos se pintan los cantos (Laronne y Carson, 1976) o se marcan

magnéticamente (Hassan, 1992; Hassan y Ergenziger, 2003) y con posterioridad se localizan después de una crecida para calcular el desplazamiento sufrido. Los estudios experimentales indican que la movilidad de las partículas (por ejemplo, la distancia de transporte) es mayor para pequeñas partículas que para las grandes; las que tienen un tamaño de unos 2 cm y menos de 10 gramos de peso poseen más o menos la misma movilidad y quedan atrapadas preferentemente en estructuras abiertas verticales a las que rellenan y, finalmente, las partículas mayores de 6 cm quedan atrapadas preferentemente por estructuras imbricadas (Laronne y Carson, 1976). En inundaciones catastróficas de los grandes ríos, como el Mississippi y Brahmaputra, se pueden observar dunas de mayor tamaño, compuestas de cantos y bloques, después de transcurrida la inundación (Allen, 2004).

Los bancos de un río suelen estar constituidos por sedimentos finos, tales como arena fina, limo y arcilla, mientras que el lecho está compuesto por arenas y gravas con alguna pequeña cantidad de limo y arcilla. Estos tipos de sedimentos difieren, además de su tamaño, en las propiedades físicas. Los más finos tienden a ser cohesivos y son difíciles de erosionar. Esto fue demostrado por el sueco Hjulström (1935) en un diagrama clásico, que fue elaborado por Sunborg (1956) (Fig. 8.14). En él se relaciona la velocidad crítica con el tamaño del sedimento en



**FIGURA 8.14** Curvas que muestran las relaciones del tamaño de grano con la velocidad de erosión crítica fluvial y eólica para materiales uniformes de diferentes densidades. La velocidad de erosión fluvial crítica se refiere a una altura de 1 m por encima del lecho fluvial. Las dos zonas críticas alrededor de estas curvas y la curva de velocidad de asentamiento (*settling*) para partículas en el agua delimitan los cuatro regímenes de sedimentación fluvial, transporte fluvial, erosión fluvial y erosión eólica (Sundborg, 1956).



el que comienza la erosión de las partículas tanto en el agua como en el aire. La cohesión de los materiales es tanto mayor cuanto más finos son éstos. Así, las partículas de un calibre inferior a 0,25 mm, necesitan para ser elevadas una corriente tanto más fuerte cuanto más reducido sean éstas de tamaño. Pero, una vez elevadas, pueden ser trans-

portadas por una corriente más débil cuanto más pequeñas sean. Por lo tanto, mientras que para las partículas gruesas el arranque se alcanza cuando la velocidad es suficiente para el transporte, para arrancar los materiales finos es necesaria una velocidad muy superior a la de transporte (Derruau, 1974).

## 8.7 Erosión fluvial

La erosión fluvial se lleva a cabo por los procesos de corrosión, corrosión y cavitación. La **corrosión** implica cualquier proceso químico que resulta de la meteorización del lecho y de las paredes del curso fluvial. La **corrosión** o **abrasión** consiste en el desgaste mecánico por impacto entre las partículas transportadas y la erosión mecánica del cauce, que puede originar **pilancones** o **marmitas** (Fig. 8.15). La **evorsión** es un tipo de corrosión en la que el flujo del agua suaviza el lecho sin ayuda de las partículas. La **cavitación** solo se produce a grandes velocidades tales como en la base de cascadas (Figs. 8.16 y 8.24) y cataratas (Figs. 8.17 y 8.25), en rápidos (Fig. 8.18) y en algunos conductos artificiales (Morisawa, 1968, 1985).

Los cursos fluviales pueden erosionar su lecho y sus paredes. La **erosión vertical** en el fondo de un canal aluvial tiene lugar cuando se movilizan las partículas de tamaño arena y grava y la erosión vertical se produce cuando la carga desgasta el lecho. La **erosión lateral** se

manifiesta cuando las paredes del canal se desgastan, normalmente por la socavación que sufren, lo que conduce a la generación de deslizamientos o caídas de paneles de las paredes. La continua erosión lateral lleva consigo el ensanchamiento del canal y la erosión vertical la progresión de la incisión. Uno de los ejemplos más espectaculares de ensanchamiento y profundización de un valle es el del Gran Cañón del Colorado (Fig. 8.19), que ha incidido unos 1.300 m; la anchura del valle es de unos 10 km. En regiones de rocas masivas resistentes el retroceso de las paredes es menor que la incisión del valle, dando lugar a cañones subverticales y estrechos (Fig. 16.63).

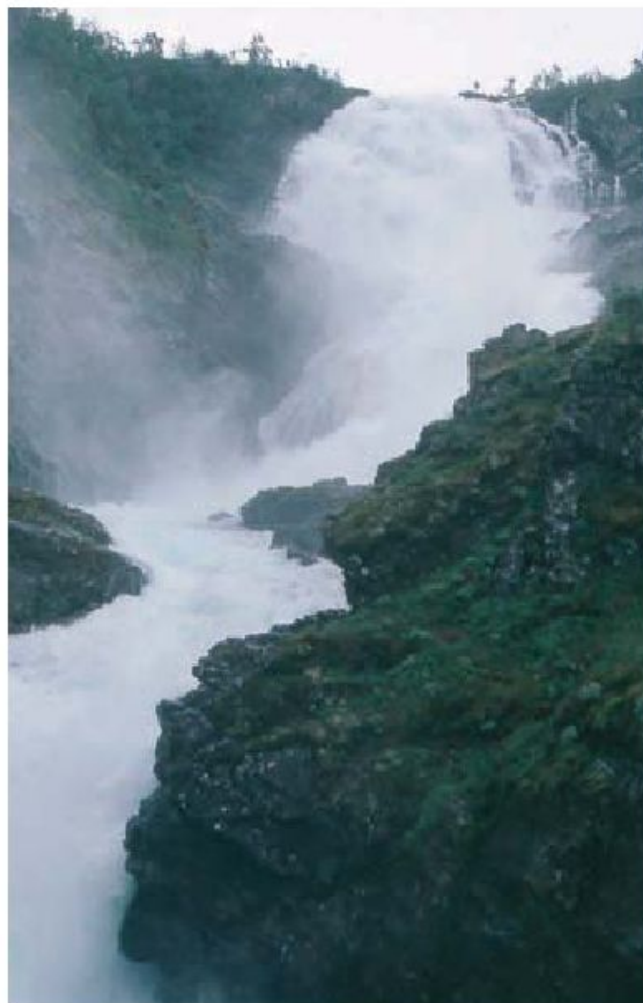
Hay dos tipos de escorrentía superficial (*overland flow*). El modelo de escorrentía superficial de Horton se produce cuando la intensidad de la precipitación es mayor que la velocidad de infiltración. Es frecuente en las zonas áridas y semiáridas, mientras que el segundo tipo, escorrentía superficial por saturación, es más común



**FIGURA 8.15** Pilancones en la granodiorita de Burguillos del Cerro. Badajoz, España.

en climas húmedos (Kirkby, 1969). El flujo se produce cuando disminuye la permeabilidad hacia abajo del perfil, de tal manera que el agua se ve forzada a fluir lateralmente o bien existe un horizonte B impermeable y al saturarse el horizonte A se produce la escorrentía subsuperficial.

El agua que fluye por una ladera se concentra debido a las irregularidades topográficas, originando regueros (*rills*) y barrancos (*gullies*), cuyo desarrollo todavía no está bien comprendido. Una gran parte de las investigaciones sobre regueros y barrancos se han realizado en regiones áridas y semiáridas. Por esta razón, serán tratados con mayor intensidad en el Capítulo 16 de Geomorfología de las regiones áridas.



**FIGURA 8.16** Cascada de Kjosfossen de 93 m de altura. Noruega.



**FIGURA 8.17** Cataratas de Gullfoss. Islandia.





**FIGURA 8.18** Rápidos. Gol. Noruega.



**FIGURA 8.19** Gran Cañón del Colorado, con márgenes en graderío. En la base se observa el río Colorado. Foto F. Gutiérrez.

## Perfil longitudinal. Nivel de base. Capturas

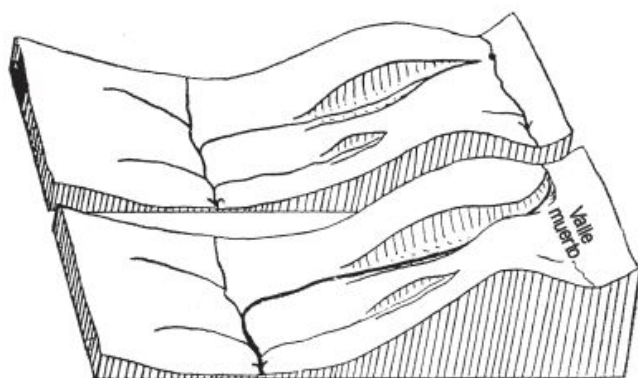
El perfil longitudinal de un río es la línea obtenida a partir de las diferentes alturas desde su nacimiento a su desembocadura. Puesto que un río discurre hacia el mar debe tener un gradiente hacia el mismo y el encajamiento del valle viene limitado por el nivel del mar. El perfil longitudinal es cóncavo. Muchos ríos no tienen una clara concavidad, ya que contienen partes aplanadas y abruptas. Estas corresponden a **knickpoints**, que pueden deberse a afloramientos de rocas duras, actividad tectónica reciente y cambios súbitos en el caudal. Por ejemplo, el perfil longitudinal del río Rhin (Fig. 8.20) tiene 1.236 km de longitud y un desnivel de unos 3 km. Sus primeros cien kilómetros presentan pendientes muy acusadas y en el resto su gradiente es bajo. Los *knickpoints* se localizan en las cascadas del Alto Rhin, cerca de Schaffhausen, y las de Bingen en el Rhin medio (Ahnert, 1996).

El nivel de base general está constituido por la altura mínima y corresponde al nivel del mar, aunque pueden existir niveles de base locales, como lagos, bandas de rocas resistentes, embalses, etc.

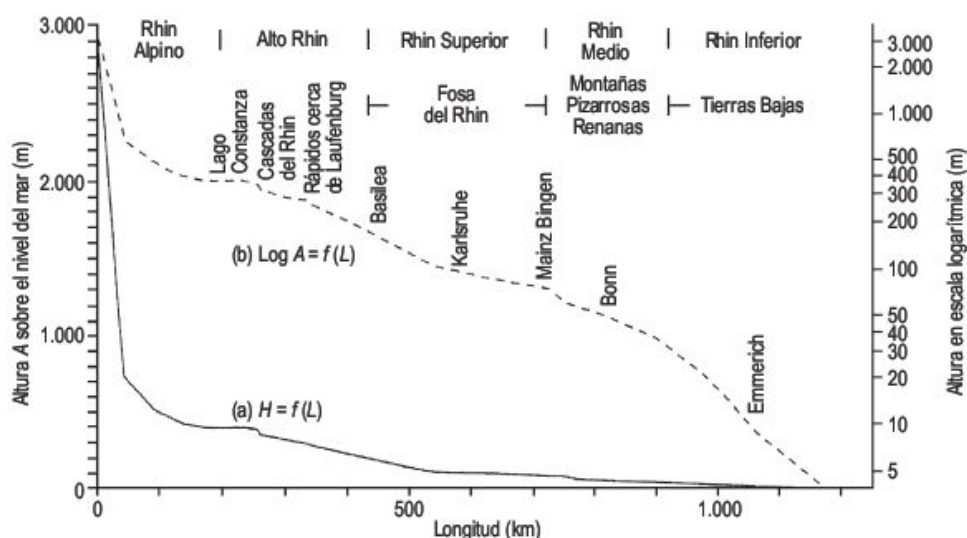
El concepto de **perfil de equilibrio** (*graded profile*) en un sistema fluvial se refiere a un estado en el que las variables que actúan y el nivel de base son constantes (Mackin, 1948). Si el nivel de base cambia, los ríos tienden a ajustarse al perfil de equilibrio mediante transformaciones en el sistema de canales, anchura y rugosidad o modificando la pendiente del canal por erosión o sedimentación. Las variables que se reconocen en el canal cambian en breves es-

pacios de tiempo. Como consecuencia, es más adecuado hablar de un estado próximo al equilibrio (*quasi-equilibrium*). Cuanto más importantes sean las modificaciones del perfil (por ejemplo, neotectónica), mayor es el tiempo requerido para ajustarse al perfil de equilibrio.

Un valle fluvial puede alargarse por erosión remontante. Si la roca es fácilmente erosionable, tal como margas o arcillas, la erosión remontante es rápida y puede alcanzar la divisoria de aguas de otro río, para finalmente remontar hasta el curso fluvial, produciéndose una **captura** (Fig. 8.21), que se manifiesta generalmente por un codo de captura, quedando aguas abajo del río capturado un valle muerto.



**FIGURA 8.21** Captura por retroceso de la cabecera (Derruau, 1974).



**FIGURA 8.20** Perfil longitudinal del río Rhin. (a) Escala lineal de alturas; (b) escala logarítmica de alturas (Ahnert, 1996).

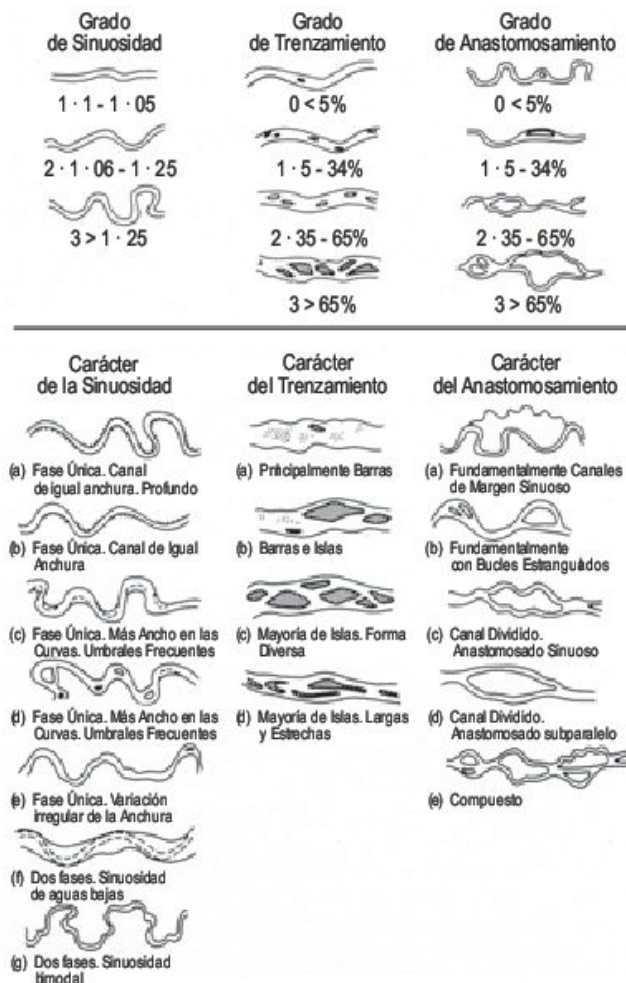


A partir de la observación del sistema de canales se pueden diferenciar cursos Fluviales **rectos**, **meandriiformes** y **trenzados** (*braided*). Sin embargo, tenemos un gran rango de sistemas de canales desde rectos a través de meandriiformes a trezados y **anastomosados** (*anabranching*) (Fig. 8.22). Los canales rectos y meandriiformes se diferencian por su **sinuosidad** ( $S$ ) (Schumm, 1963b), que es la relación entre la longitud del canal ( $L_c$ ) y la longitud del valle ( $L_v$ ) o la relación de la pendiente del valle ( $P_v$ ) al gradiente del canal ( $P_c$ )

$$S = \frac{L_c}{L_v} = \frac{P_v}{P_c}$$

Además de los cambios de la sinuosidad, la variabilidad de la anchura del canal y de la anchura del cinturón de meandros, el sistema de meandros puede ser bimodal, en el que pueden superponerse dos sistemas de meandros de diferentes dimensiones (Fig. 8.23). El canal trezado está constituido por barras e islas (Fig. 8.24) y el **grado de trezamiento** (Brice, 1964) se expresa por el porcentaje de la longitud dividido por la longitud de una o más barras. Es un índice variable, ya que la longitud de las barras depende de la época de medida. El **grado de anastomosamiento** (Brice, 1964) es el porcentaje de la longitud medida que está ocupada por grandes islas.

El «canal trezado confinado» es aquel en el que el agua lo recubre durante las crecidas y se desarrolla un sistema de barras sumergidas. Al disminuir el caudal las barras emergen originando un canal de tipo *braided*. En el «canal trezado libre», el trezamiento se produce en una llanura aluvial no confinada. Para Kiss y Sipos (2007) durante la crecida de las inundaciones se erosiona un gran volumen de sedimentos y en la etapa de descenso de la inundación predomina la acumulación. En los cursos trezados que están caracterizados por islas, el sedimento se deposita aguas arriba de la isla. Éstas crean una zona de transporte aguas abajo del final de la isla debido al aumento de la energía de la corriente. Con el aumento del caudal nunca se sumerge por completo la llanura aluvial. Las condiciones asociadas al desarrollo de ríos trezados incluyen pendientes acusadas, caudal variable, sedimentos de grano grueso e importante suministro de sedimento (Miall, 1977). Para igualdad de carga con los meandros, los canales trezados se desarrollan en mayores pendientes. La relación anchura/profundidad juega un papel muy importante. Para canales 20 veces más estrechos que la profundidad, tienden a ser rectos; valores entre 15 y 150 se desarrollan barras alternantes que muy posiblemente

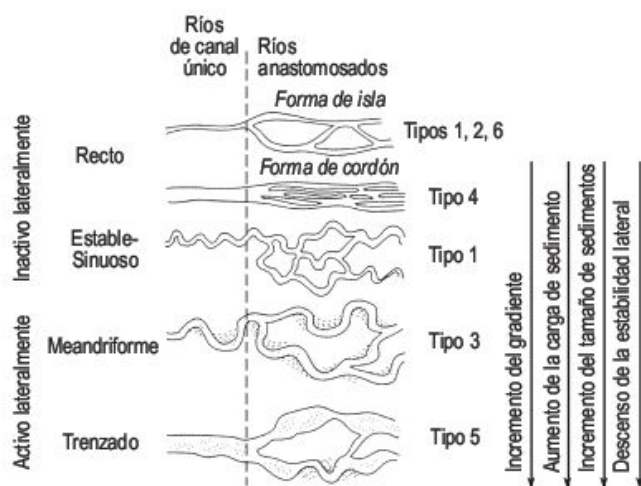


**FIGURA 8.22** Clasificación de canales Fluviales, incluyendo la forma en planta de un único canal y de los anastomosados. Los canales lateralmente inactivos constan de formas rectas y sinuosas, mientras que los canales lateralmente activos consisten en formas meandriiformes y *braided* (Nanson y Knighton, 1996).

lleguen a formar meandros; y para cifras del orden de 150 se desarrollan múltiples barras que se interpretan como tendientes al anastomosamiento (Paola, 2004).

El sistema trezado puede originarse de dos formas (Chorley *et al.*, 1984). Cuando hay una agradación activa la carga de fondo se deposita como barras, el flujo se divide y se desarrolla el típico sistema trezado. El otro tipo de canal trezado está asociado con un gradiente acusado en el que la gran energía de la corriente llega a transportar grandes cantidades de carga de fondo. Con el fin de movilizar este material es preciso tener un canal ancho,





**FIGURA 8.23** Tipos de sistemas de canales (Brice, 1975).

poco profundo, de pendiente acusada y con grandes fuerzas de cizalla que actúen sobre el lecho fluvial.

El conocimiento de la dinámica de los ríos trenzados se ha incrementado enormemente en la última década con la introducción de varias técnicas de medidas del flujo y morfología del lecho (Sambrook Smith *et al.*, 2006). Se han realizado numerosos estudios sobre la geometría, flujo y procesos sedimentarios, así como de los sistemas de erosión y sedimentación del Río Brahmaputra/Jamuna (Bridge y Lunt, 2006, entre otros). Se reconocen sistemas complicados de convergencia y divergencia de la velocidad del flujo asociado a las barras. Las barras pueden originarse en el centro del canal o por acortamiento de barras de meandro. Una vez formadas las barras crecen por acreción lateral y aguas abajo. Las barras de estos ríos tienen

15 m de altura, 1,5-3 km de largo y 0,5-1 km de ancho. Durante los monzones, la acreción puede ser del orden de kilómetros.

En la red de canales anastomosados, la anchura típica de los canales es mucho más pequeña que la de las barras, mientras que en los ríos braided estas dos longitudes son comparables. Las ramas individuales de los canales anastomosados pueden ser rectos, trenzados o meandriformes (Schumm, 1977).

Nanson y Kington (1996) diferencian seis tipos de **canales anastomosados** en función de la energía de la corriente, tamaño de sedimento y características morfológicas (Fig. 8.22). Los tipos 1 y 3 son de energía más baja y en los tipos 4 y 6 su energía es más alta. En la figura se representan en planta varios tipos de ríos anastomosados. El tipo 1 consta de ríos con sedimentos cohesivos, con canales de baja relación anchura/profundidad y no presentan apenas migración lateral. El tipo 2 está formado por islas predominantemente arenosas. El tipo 3 consta de ríos meandriformes con carga de fondo mixta y lateralmente activos. El tipo 4 está formado de ríos con cordones arenosos paralelos al borde del canal. El tipo 5 está constituido por el predominio de gravas en ríos lateralmente activos y canales trenzados en zonas montañosas. El tipo 6 está formado por ríos estables con una carga predominantemente de gravas, que se desarrollan en pequeños canales con migración, en cuencas relativamente escabrosas. La vegetación juega un importante papel en el desarrollo y mantenimiento de los ríos anastomosados. Estos ríos no se reconocen en formaciones anteriores al Devónico, que es cuando comienza el desarrollo de las plantas. Las raíces de las plantas incrementan la resistencia de las paredes del canal (Nanson y Gibling, 2004). El desarrollo de los canales anastomosados se produce por inundaciones



**FIGURA 8.24** Sistema de canales trenzados en la desembocadura del río Kotsina en el río Cooper. Sureste de Alaska. Foto P. Lucha.

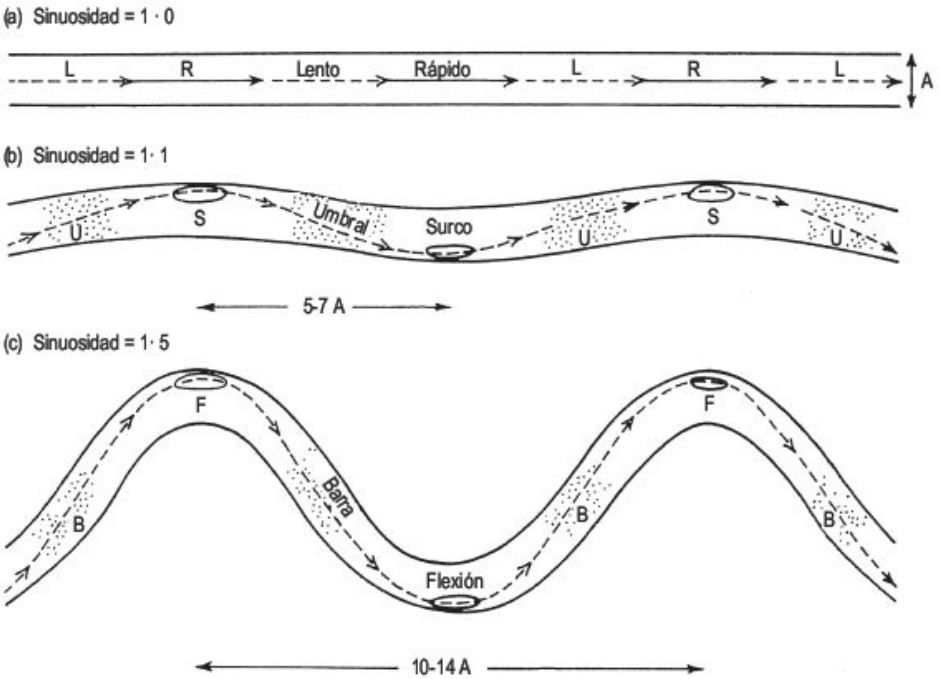


frecuentes, por paredes de los canales que se resisten a la erosión, junto con mecanismos que bloquean o restringen el desarrollo de los canales y también el desencadenamiento de avulsiones (Tooth y Nanson, 1999).

Los **canales meandriformes** tienen elevada sinuosidad. En el clásico canal meandriforme la anchura del canal permanece constante a medida que aumenta la sinuosidad, de modo que el canal en planta se describe como una única línea sinuosa (Fig. 8.25). El desarrollo de los meandros ha sido explicado por Richards (1982). Por encima de ciertos umbrales de caudal, las variaciones de

velocidad están asociadas con la formación de surcos y umbrales, que están espaciados  $5-7 A$  (Anchura del canal) (Fig. 8.26). En caudales bajos el flujo erosiona más intensamente los surcos y se produce una lenta sedimentación en los umbrales. La erosión ensancha las secciones de los cursos, disminuye la velocidad media y también la sedimentación del umbral. Todo ello lleva consigo la generación de un lecho de canal ondulado. La continua erosión lateral incrementa la sinuosidad. El estrangulamiento del lazo del curso da lugar a un **meandro abandonado** (*oxbow*) formado por un lago en la llanura de inundación,

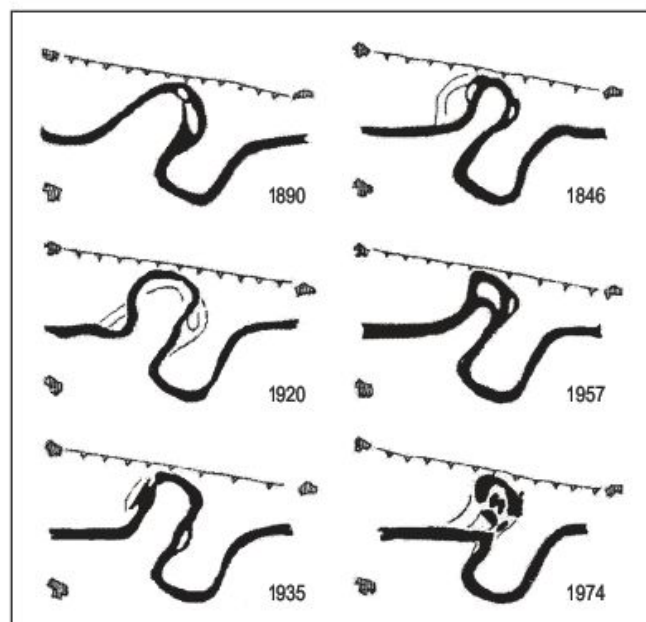
**FIGURA 8.25** Meandros de valle en la región de Oslo, Noruega.



**FIGURA 8.26** Transición de canal recto a meandriforme. (a) Se alcanzan flujos rápidos y lentos. (b) Desarrollo de umbrales y surcos con un espaciado de  $5-7 A$ . (c) Desarrollo de meandros con una longitud de onda de  $10-14 A$  (Richards, 1982).

que en la Depresión del Ebro se denominan galachos (Pellicer y Yetano, 1985) (Figs. 8.27 y 8.29). Las velocidades de movimiento en las zonas de máxima curvatura alcanzan hasta 3 m/año, según cálculos efectuados durante veinte años para 100 curvas del río Dane, Noroeste de Inglaterra (Hooke, 2007).

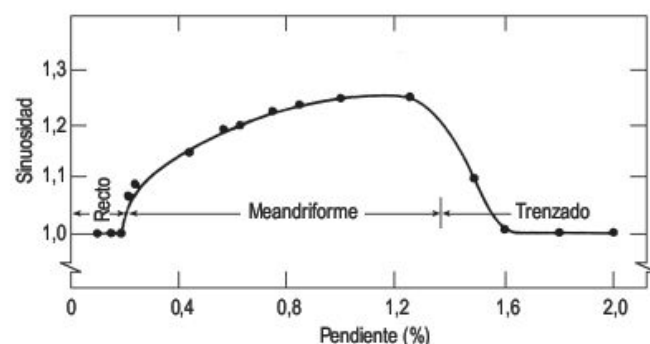
Los **meandros encajados** son morfologías curvadas que han profundizado substancialmente por erosión en el lecho del río, generando una garganta (Fig. 8.19). Pueden



**FIGURA 8.27** Evolución del meandro de Juslibol (Zaragoza) hasta la formación del meandro abandonado (galacho) (Pellicer y Yetano, 1985).

tener un control estructural, que obliga a desarrollar con una mayor longitud el curso en la zona de fracturación. Con frecuencia el encajamiento y el aplanamiento natural son simultáneos. La incisión resulta del levantamiento tectónico y suele ser un caso de **antecedencia**, en el que el curso fluvial que discurre con anterioridad al levantamiento mantiene su dirección. Estos meandros encajados constituyen una respuesta al descenso del nivel de base (Simon y Darby, 1999; Schumm, 1999).

Los estudios experimentales llevados a cabo en un gran *flume* por Khan en 1971, demuestran que el conjunto de los sistemas Fluviales desde recto, a través de meandriforme, a trenzado, depende de la pendiente del canal o de la energía de la corriente, que refleja la carga de sedimentos y el caudal. Cuando la pendiente del canal es pequeña el río es recto, pero con mayor inclinación supera un umbral y se desarrolla un canal meandriforme. Cuando la pendiente sobrepasa el 1,6% se transforma en canal trenzado (Fig. 8.28).



**FIGURA 8.28** Relación entre la sinuosidad del canal y la pendiente del *flume* (Schumm y Khan, 1972).

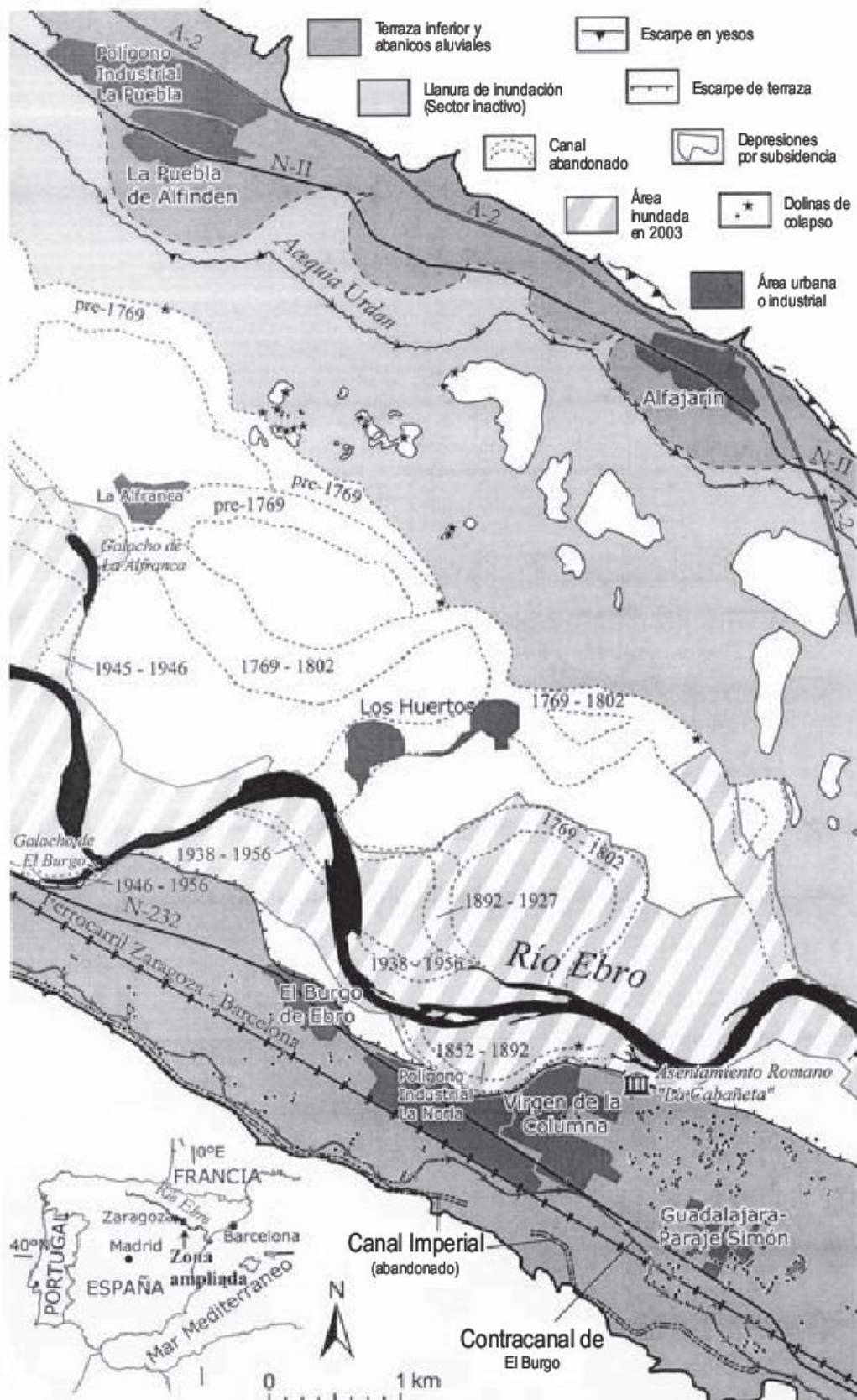
## 8.10 Canales fluviales y su estabilidad

El canal aluvial cambia con el tiempo debido a que está construido sobre sedimentos erosionables. La continua variación con el tiempo de los canales meandriformes (Fig. 8.29) es una de las características de las llanuras aluviales con meandros. Su velocidad de migración puede alcanzar valores de 8 m/año, como en el río Arkansas (Nadler y Schumm, 1981) para un período de 43 años. En el cambio del canal con el tiempo crece la curvatura y la deriva y además puede producirse **estrangulamiento** (*neck cutoff*) o **acortamiento** (*chute cutoff*) (Fig. 8.30). También puede haber abandono total del canal por **avulsión**. Estos cambios tienen importantes implicaciones en los límites políticos y administrativos.

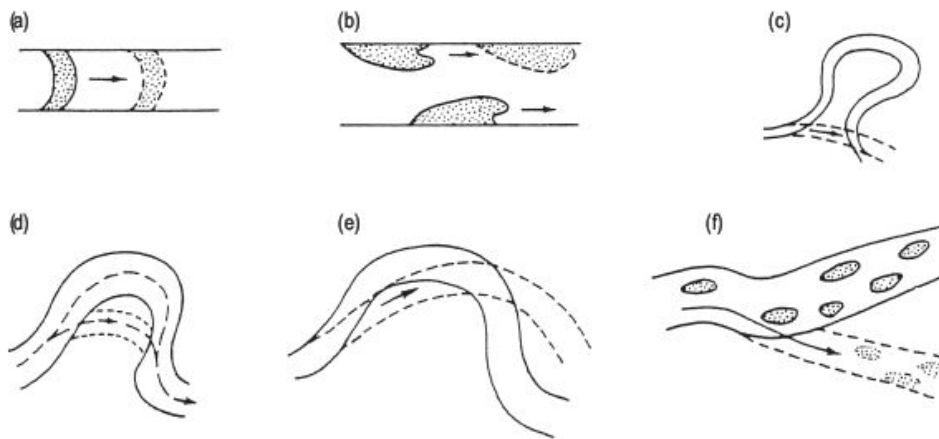
Según Schumm (1981), se puede establecer una relación entre los tipos de canales y la estabilidad relativa de los mismos. Se pueden diferenciar cinco sistemas (Fig. 8.31). Esta clasificación no es de carácter descriptivo, sino que está basada en las relaciones causa-efecto e ilustra las diferencias cuando en los ríos varían el tipo de carga transportada, la velocidad del flujo y la energía de la corriente. También explica los sistemas diferentes dentro del mismo río (Schumm, 1977).

Hay que tener en cuenta en las clasificaciones de los canales aluviales no solo el tipo de canal, sino también las variables que influye en la morfología del canal. Las dimensiones del canal se deben básicamente al caudal de





**FIGURA 8.29** Desarrollo de meandros en el río Ebro. Área de Zaragoza. España. Las fechas indican el tiempo de abandono de los segmentos del canal (Gutiérrez *et al.*, 2007).

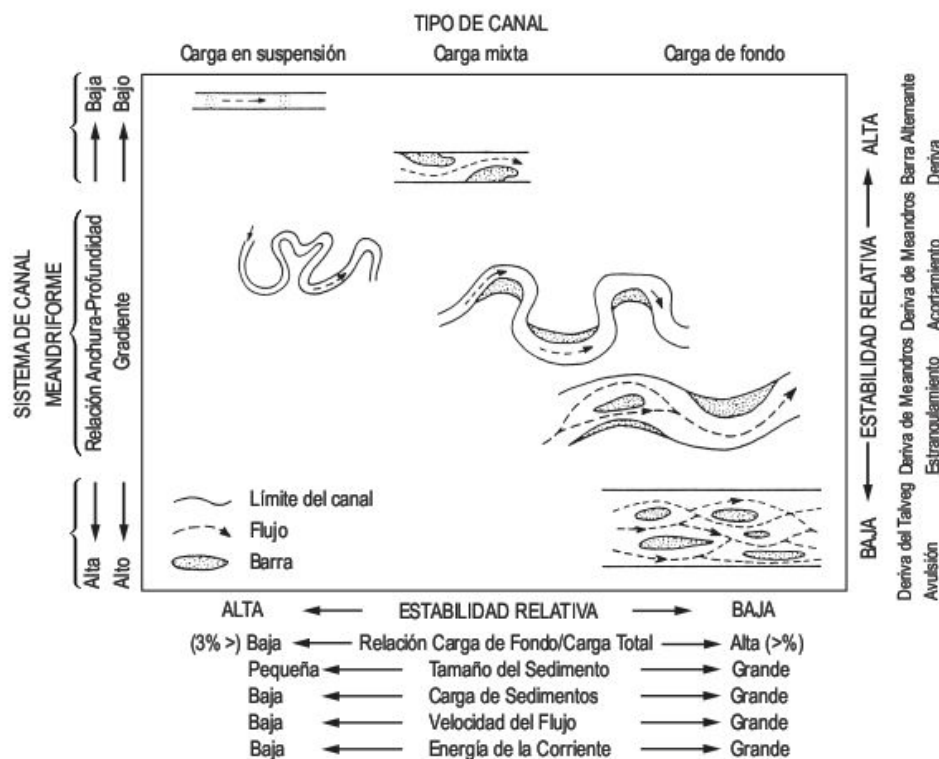


**FIGURA 8.30** Tipos de cambios de canal: A. Deriva de barra transversa. B. Deriva de barra alternante. C. Estrangulamiento. D. Acortamiento. E. Deriva de meandro. F. Avulsión. Las líneas continuas indican el estado actual y las de puntos los cambios potenciales futuros (Shen y Schumm, 1981).

agua y la forma del canal, que se relacionan con la cantidad y el tipo de sedimento transportado, que, a su vez, es función del porcentaje de sedimentos (grava, arena, limo y arcilla) (Schumm, 1981).

Cuando la proporción de carga de fondo es pequeña, el canal de carga en suspensión es estrecho y profundo (relación profundidad/anchura  $< 10$ ). Si la pendiente del canal es baja puede ser recto (**sistema 1**) (Figs. 8.30a y 8.31). Las paredes del canal son relativamente estables, a causa de su elevado contenido en limo y arcilla. Por consiguiente, el canal no deriva y las barras se movilizan a través del canal. Estos canales son poco abundantes y presentan pocos problemas. En el **sistema 2** el porcentaje de carga de fondo es intermedio, el talweg (línea de máxima profundidad) es sinuoso y tiene una relación

anchura/profundidad  $> 40$ , con una sinuosidad baja. Las barras derivan alternando dentro del canal (Fig. 8.30b), por lo que el talweg varía con el tiempo y en un lado del canal se produce sedimentación y en el contrario erosión. En el **sistema 3** se diferencian dos tipos de canales meandri-formes. Cuando el canal de carga en suspensión es muy sinuoso (Figs. 8.31, 3a; 8.32 y 18.18) transporta poca carga de fondo (**sistema 3a**). La anchura del canal es similar y los márgenes son estables, pero pueden producirse estrangulamientos. El **sistema 3b** es un tipo de canal menos estable; transporta una carga mixta y las paredes del canal están constituidas por materiales de poca cohesión, por lo que son menos estables que los canales del sistema 3a. El meandro aumenta su radio de curvatura y se producen típicos estrangulamientos (Figs. 8.33 y 8.30c). Por lo tan-



**FIGURA 8.31** Clasificación genética de los canales Fluviales basada en el sistema de canales y tipo de carga de sedimento, en la que se indican las variables asociadas y la estabilidad relativa (Schumm, 1981).





**FIGURA 8.32** Curso Fluvial de elevada sinuosidad (sistema 3a de Schumm, 1981) en el fondo del Rift Valley Gregory. Lameluk, Baringo District. Kenia.



**FIGURA 8.33** Canal meandriforme de gran sinuosidad Copper River Delta. Sureste de Alaska. Foto F. Gutiérrez.

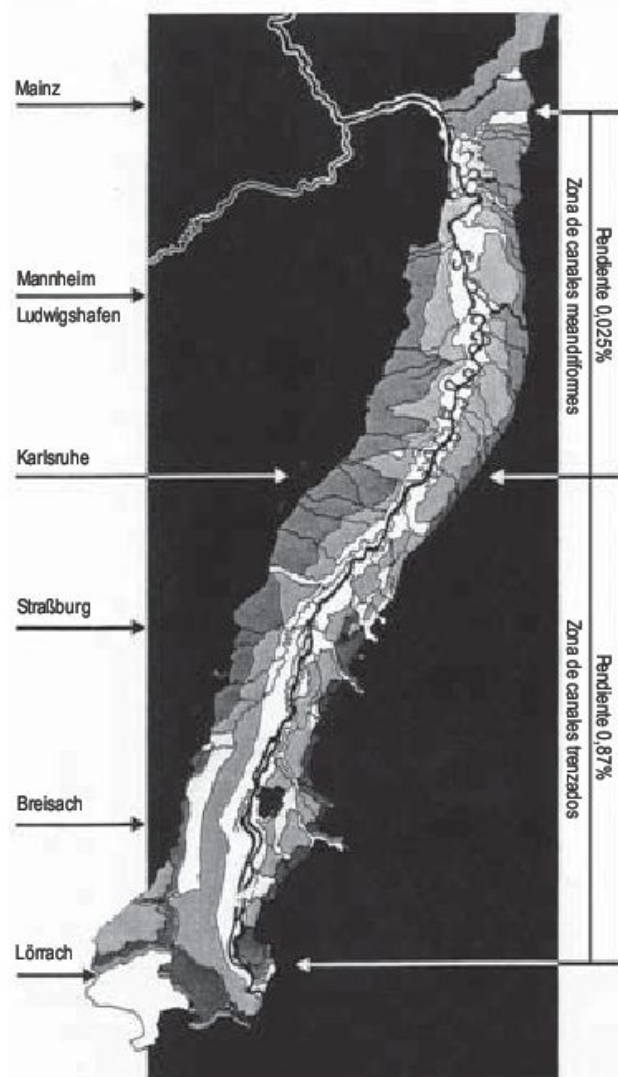


**FIGURA 8.34** Sistema 4 de Schumm, con barras de gran tamaño. Río Yamuna, Agra, India.

to, el canal es inestable con erosión en sus partes cóncavas y sedimentación en las convexas. El **sistema 4** constituye una transición entre cursos meandriformes y trenzados (Figs. 8.34 y 8.31) y en él predomina la carga de sedimentos de gravas, cantos y arenas. Los canales tienen una anchura variable, son poco profundos y de gradiente acusado. Son típicos los acortamientos del canal y la erosión de sus paredes. El **sistema 5** (Fig. 8.31) posee una gran carga de fondo e inclinaciones importantes capaces de transportar esta carga. El canal es inestable, ya que las barras y el talweg derivan dentro del canal. Constituyen los típicos ríos trenzados (Fig. 8.24), frecuentes en llanuras aluviales y abanicos aluviales: en ellos puede ser frecuente la avulsión (Fig. 8.30) (Chorley *et al.*, 1984).

El sistema de canales cambia del sistema 1 al 5 (Fig. 8.31) y también se manifiestan modificaciones en otros aspectos morfológicos. El aumento del tamaño de sedimento trae consigo una variación del sistema del 1 al 5. La estabilidad de los canales se incrementa con el aumento en la proporción de depósitos finos o con la disminución de la relación carga de fondo/carga total. Los valores menores de la velocidad del flujo y de la energía de la corriente aumentan la estabilidad. La relación anchura/profundidad es alta para canales trenzados, baja para canales rectos e intermedia para los meandriformes. Los canales trenzados tienen un gradiente alto, en los rectos es pequeño y en los meandriformes la pendiente está entre ambos tipos de canal. Por consiguiente, la estabilidad de los canales disminuye de los sistemas 1 al 5; los sistemas 4 y 5 son los menos estables.

Hay una continua gradación entre un sistema de canal y otro. Incluso en el mismo canal se encuentran sistemas de canal cambiantes a lo largo de su longitud. El mismo canal puede ser meandriforme y con el cambio de gradiente se comporta como trenzado. Por ejemplo, el río Rhin (Schäfer, 1973) muestra una variación en su sistema de canal a lo largo de su longitud, debido al cambio de pendiente (Fig. 8.35).



**FIGURA 8.35** Esquema que indica el cambio de sistema de canal del río Rhin, como consecuencia del cambio de pendiente (Schäfer, 1973).

## 8.11

### Metamorfosis de los ríos

Los cursos fluviales cambian por erosión y sedimentación, pero estas transformaciones requieren tiempo. Por lo tanto, las modificaciones en el caudal y en los sedimentos no producen un cambio inmediato en el canal, sino que se inicia un cambio, que puede durar mucho tiempo. El canal se altera por la variación en la frecuencia del flujo y por el cambio en la cantidad de material erosionado; ambas modificaciones pueden o no coincidir en el tiempo. Posiblemente, el problema hidrológico más importante es determinar cuantitativamente cuánta alteración necesitamos

en la relación precipitación-escorrentía-erosión para que tenga lugar un determinado tipo de canal (Dunne y Leopold, 1978).

Los cambios de canales fluviales han proporcionado un tema complejo para la investigación geomorfológica en las últimas cuatro décadas (Gregory, 1977). Además, el análisis histórico de los sistemas Fluviales es un nuevo campo de trabajo para la paleoclimatología (Lamb, 1982), paleohidrología (Benito *et al.*, 1998b), paleoecología (Berglund, 1986) y geoarqueología (Davidson y Schackley,



1976). El análisis histórico del sistema fluvial necesita reconstruir los sistemas de la etapa preindustrial, determinar la velocidad y magnitud del cambio de los sistemas y posibilitar la producción de los efectos de futuros impactos, así como recomendar tareas de gestión ecológica (Petts, 1989). Se conocen numerosos ejemplos de cambios de canal en tiempos históricos y algunos son espectaculares: Micielska-Dowgiallo (1977) en el valle del Vístula (Polonia), Hooke y Redmond (1989) en el valle del río Dane (Inglaterra), Castaldini y Piacente (1995) en el río Po (Italia) y Surian (2006) en los ríos Tagliamento, Piave y Brenta (norte de Italia), entre otros.

Los cambios en el tipo de canal son relativamente frecuentes en el oeste de Estados Unidos y han sido reconocidos en numerosos ríos (Tabla 8.2), en los que se ha producido un cambio de meandriforme a trezado (Graff, 1988).

Uno de los ejemplos más sorprendentes es el de la metamorfosis del río Cimarrón (Kansas), analizado por Schumm y Lichty (1963). Se trataba de un río meandriforme, profundo y de 15 m de anchura, que después de una inundación en 1914 se convirtió en un canal recto de carga de fondo de 366 m de anchura, por un aumento en el caudal y carga de fondo. Este dramático cambio se interpreta como debido a fluctuaciones climáticas, actividades agrícolas y destrucción de la vegetación natural.

Otro ejemplo no menos sorprendente es el del río Gila, que discurre por Arizona y Nuevo México (Graf, 1988). Antes de 1890 el canal era estrecho y meandriforme, pero

en 1903 se sucedieron varias inundaciones que modificaron el canal a trezado, con una anchura de más de 600 m en algunos lugares. Con posterioridad, el crecimiento de la vegetación y la sedimentación estrecharon el canal y a principios de 1980 retornó a su geometría meandriforme, casi después de un siglo. De ello se deduce que el ajuste de los canales trezados a meandriformes es mucho más lento que el de meandriformes a trezados.

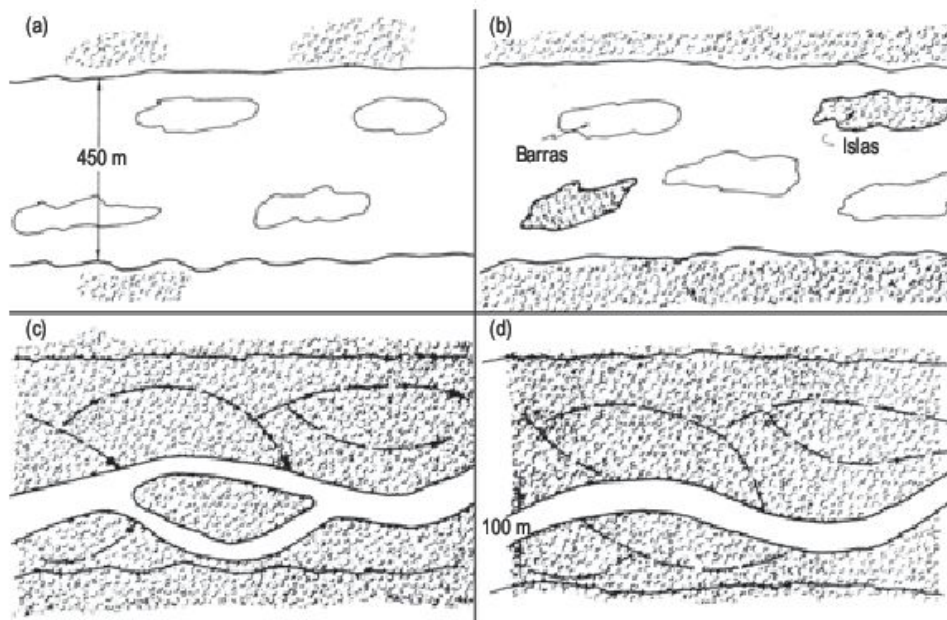
La acción del hombre se hace muy patente en la evolución del río South Platte (Colorado), de carácter trezado, que pasó de tener 790 m de anchura en 1897 a 60 m en 1959, transformándose en un canal estrecho con tendencia hacia el desarrollo de meandros (Fig. 8.36). Esta profunda modificación está en relación con la regulación del río y con la pérdida de caudal por irrigación, lo que condujo a una invasión de la vegetación en la llanura de inundación y en las barras, lo que trajo consigo el estrechamiento del canal (Nadler y Schumm, 1981).

La erosión en los márgenes cóncavos de los meandros y la sedimentación en las partes convexas crean una inestabilidad horizontal en este sistema de canales. Pero también se produce una migración de los meandros aguas abajo, que puede interferir con construcciones hechas por el hombre. Este es el caso del puente sobre el río Cimarrón cerca de Perkins (Oklahoma), que en el momento de su construcción el río era recto y trezado en la zona del puente, pero tenía un gran meandro una milla aguas arriba, el cual derivó y en 1968 afectó a la estructura del puente (Chorley *et al.*, 1984).

**TABLA 8.2** Cambios en la anchura del canal en ríos del oeste de los Estados Unidos (Graff, 1988).

Río	Cambio	Tiempo
Río Canadian, Oklahoma	0,8-3,2 km	Inundación de 1906
Río Salado, New Mexico	15-168 m	1882-1918
Río Red, Texas-Oklahoma	Sin cambio	1874-1937
Río Red, Texas-Oklahoma	1,2-0,8 km	1937-1953
Río Cimarron, Kansas	15-366 m	1874-1942
Río Cimarron, Kansas	366-168 m	1942-1954
Río Platte, Nebraska	1161-111 m	1860-1979
Río South Platte, Colorado	790-60 m	1897-1959
Río North Platte, Wyoming	1.200-60 m	1890-1977
Río Gila, Arizona	45-90 m	1875-1903
	90-610 m	1903-1917
	610-61 m	1917-1964
Río Salt, Arizona	Sin cambio	1868-1980
Río Fremont, Utah	30-400m	Inundación de 1896

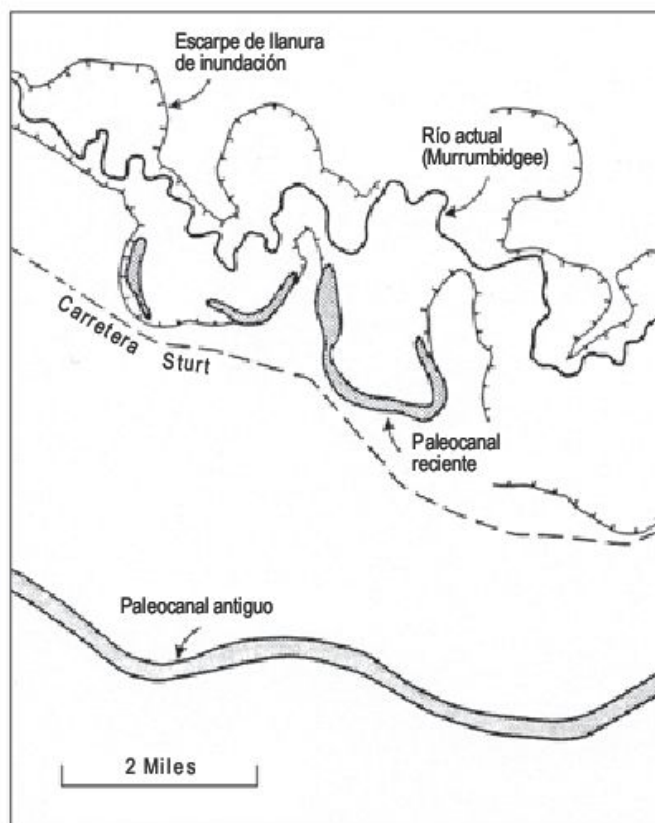




**FIGURA 8.36** Modelo de metamorfosis del río South Platte: (a) antes de la década de 1800, el caudal era intermitente y las barras temporales; (b) a finales del siglo, el caudal era perenne y la vegetación más frondosa sobre la llanura de inundación e islas; (c) a comienzos de 1900, la sequía trajo consigo que la vegetación se estableciera por debajo del nivel medio anual de aguas altas, convirtiéndose las barras en islas, con un único cauce principal; (d) canal moderno, las islas se incautaron de la llanura de inundación y se reconocen vestigios de canales históricos de tipo trenzado sobre la llanura de inundación (Nadler y Schumm, 1981).

Aunque no se disponen de los datos sobre los cambios de carga de sedimentos, se puede suponer, de los ejemplos históricos de metamorfosis de canal, que los ríos se ensanchan y profundizan por destrucción de sus canales originales, con lo que grandes cantidades de material de carga de fondo se movilizan a través de los canales durante los picos de altas inundaciones. Si estas circunstancias persistieran, los canales permanecerían anchos y estrechos. Sin embargo, al disminuir los picos de inundación, la sedimentación en el canal y la invasión de la vegetación en el mismo producen un estrechamiento del canal y es evidente una tendencia hacia el desarrollo de meandros (Schumm, 1977; Chorley *et al.*, 1984).

Los ejemplos que se han analizado son de carácter local y el intervalo de tiempo es pequeño. No obstante, los cambios climáticos y de nivel del mar durante épocas geológicas recientes dan lugar a modificaciones importantes en los sistemas de canales. Uno de los ejemplos clásicos de metamorfosis Fluvial, como consecuencia del cambio climático, lo proporciona el río Murrumbidgee (Schumm, 1969) (Fig. 8.37), que discurre por Riverine Plain de New South Wales. Atraviesa la llanura aluvial con una pendiente muy débil y se une con el río Murray. El canal tiene 60 m de ancho y está confinado a una llanura de inundación en la que se conservan meandros abandonados, que evidencian un caudal mayor (paleocanal reciente). El trazado del canal antiguo de baja sinuosidad (paleocanal antiguo) cruza la parte inferior de la figura. La parte superior de la figura está confinada dentro de un valle. En la llanura aluvial, el canal ha derivado y se diferencian tres meandros abandonados. Los resultados de los estudios edafológicos y geomorfológicos de Riverine Plain indican que los paleocanales antiguos funcionaron durante un clima más seco que el actual y los paleocanales re-



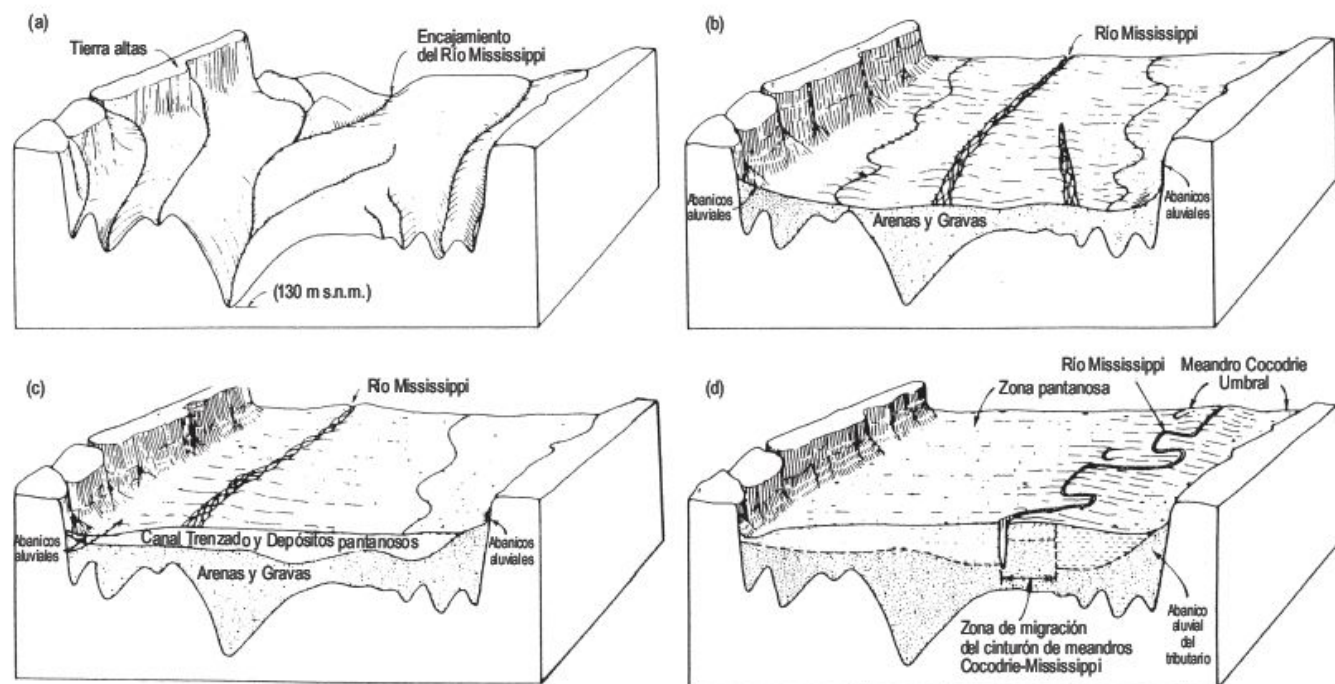
**FIGURA 8.37** Esquema realizado por fotografía aérea de una parte de Riverine Plain, cerca de Darlington Point, New South Wales. El sinuoso río Murrumbidgee, de unos 60 m de anchura, fluye en la parte superior de la figura. Está confinado a una llanura de inundación irregular en la que se conservan meandros abandonados. El paleocanal más antiguo cruza la parte inferior de la figura (Schumm, 1969).



cientes discurrieron durante un clima más húmedo que el actual.

Uno de los ríos más intensamente estudiados es el Mississippi (Schumm, 1977). El trabajo de Fisk (1944) proporciona un ejemplo excelente sobre la metamorfosis del río en relación a las variaciones de nivel del mar y cambios climáticos que se han sucedido a lo largo del Cuaternario. Entre 18.000 BP, que corresponde con la máxima extensión de los glaciares, y la actualidad, los dos factores que determinan el comportamiento del río son la fusión del casquete Lauréntido, que suministra gran cantidad de agua y sedimentos al curso superior del Mississippi, y el descenso del nivel del mar de 130 m hace unos 15.000 años. Esta caída del nivel de base trae consigo la erosión de los antiguos depósitos aluviales y la incisión en el fondo del valle.

La Figura 8.38 establece diferentes etapas que representan la historia cuaternaria del río Mississippi: (a) Máximo descenso del nivel del mar. El río se encajó 120-137 m y sus afluentes incidieron, produciendo una topografía irregular con una pendiente de 0,16 m/km. (b) Comienzo de la fusión del casquete. Introducción en el río de agua y sedimentos (arenas y gravas). El tamaño de las partículas disminuye hacia el techo como consecuencia de la progresiva disminución de la pendiente y del retroceso del casquete glaciar. En esta época el río Mississippi se constituye como un sistema trenzado. (c) Continuo pero lento ascenso del nivel del mar. La carga es de arenas, limos y arcillas. Continúa el sistema trenzado, a pesar de la disminución del gradiente y del suministro de sedimentos al río. (d) Nivel del mar constante y carga reducida. El río se transforma en meandriforme y fluye a través de un único canal debido al descenso de la pendiente.



**FIGURA 8.38** Evolución cuaternaria de valle del río Mississippi. (a) Etapa de encajamiento a finales de la época glacial: 18.000-14.000 años BP; nivel del mar -130 m; pendiente del valle 0,16 m/km; río sobrecargado transportando gravas. (b) Etapa I de agradación del valle: nivel del mar -30 m; pendiente del valle 0,14 m/km; río sobrecargado, trenzado, transportando arenas y gravillas. (c) Etapa II de agradación del valle: nivel del mar -6 m; pendiente del valle 0,13 m/km; río sobrecargado, trenzado, transportando limos y arenas, originando potentes zonas pantanosas de limos y arcillas. (d) Etapa III de agradación del valle: nivel del mar actual, pendiente del valle 0,11 m/km; desarrollo del cinturón de meandros Cocodrie; río meandriforme de canal profundo con gran variación en el caudal que reemplaza gradualmente el canal trenzado poco profundo (Fisk, 1944).

# 9

## Geomorfología Fluvial II

### CONTENIDO

- 9.1. Sedimentación fluvial
- 9.2. Llanuras de inundación
- 9.3. Abanicos aluviales
- 9.4. Terrazas fluviales
- 9.5. Inundaciones
- 9.6. Riesgo de inundaciones
- 9.7. Prevención y mitigación de las inundaciones



# 9.1

## Sedimentación fluvial

El material que un río arranca y transporta se deposita aguas abajo, tanto a lo largo de los valles, como en piedemontes y llanuras costeras. El análisis de los depósitos puede indicar velocidades, condiciones y dinámica de los procesos que operan en el momento de su sedimentación (Morisawa, 1985). Los sedimentos fluviales se depositan fundamentalmente en: a) discontinuidades topográficas creadas por fallas, abombamientos corticales, sobreexcavación glacial, abrasión marina, etc. Bajo estas condiciones se originan, entre otras formas, los abanicos aluviales. b) Rellenos de valle que reflejan un conjunto de procesos complejos que dan lugar a llanuras de inundación y terrazas. c) Depósitos marginales, que son el resultado de la sedimentación en aguas estancadas en las que disminuye la velocidad de transporte, como los deltas y depósitos de playa (Chorley *et al.*, 1984). Estos últimos serán analiza-

dos en el Capítulo 11 de Geomorfología Litoral. Aunque una gran parte del material erosionado llega finalmente a la desembocadura, otra fracción se deposita temporalmente en su recorrido. Durante el transporte cada partícula tiene una velocidad de «caída», que representa el umbral de sedimentación para la partícula. Si la velocidad de la corriente es menor que la velocidad de caída, la partícula se depositará.

Los depósitos aluviales tienen importancia económica, como fuentes de agua subterránea y también como suministro de áridos para la construcción. Algunos aluviones contienen minerales pesados, diamantes y oro que se explotan activamente en ríos y terrazas de numerosos lugares del mundo. Los antiguos depósitos de playa y delta son con frecuencia fuentes de petróleo y gas natural (Chorley *et al.*, 1984).

# 9.2

## Llanuras de inundación

Una llanura de inundación es la superficie aluvial adyacente a un curso fluvial y que frecuentemente suele inundarse. Están constituidas por depósitos que los ríos movilizan por excavación de los canales o por migración lateral. Algunos investigadores señalan que en los ríos trenzados no tienen un buen desarrollo las llanuras de inundación, debido a la continua deriva de los canales, en contraste con las llanuras de un único canal sinuoso que emigra lentamente dentro de una llanura aluvial estabilizada. Esta suposición no es correcta, ya que el desarrollo de llanuras de inundación es independiente del sistema de canales (Bridge, 2003).

Los sedimentos depositados por los ríos han sido clasificados de diferentes maneras. Una gran parte de los geomorfólogos diferencian entre depósitos de acreción vertical y depósitos de acreción lateral (Mackin, 1937; Fisk, 1947; Leopold y Wolman, 1957). La **acreción lateral** se produce por la deriva lateral de los canales y la **acreción vertical** tiene lugar por sedimentación vertical y crecimiento hacia arriba por deposición de partículas en suspensión. Esta clasificación es muy simple y a veces no es fácil distinguir ambos tipos de depósitos.

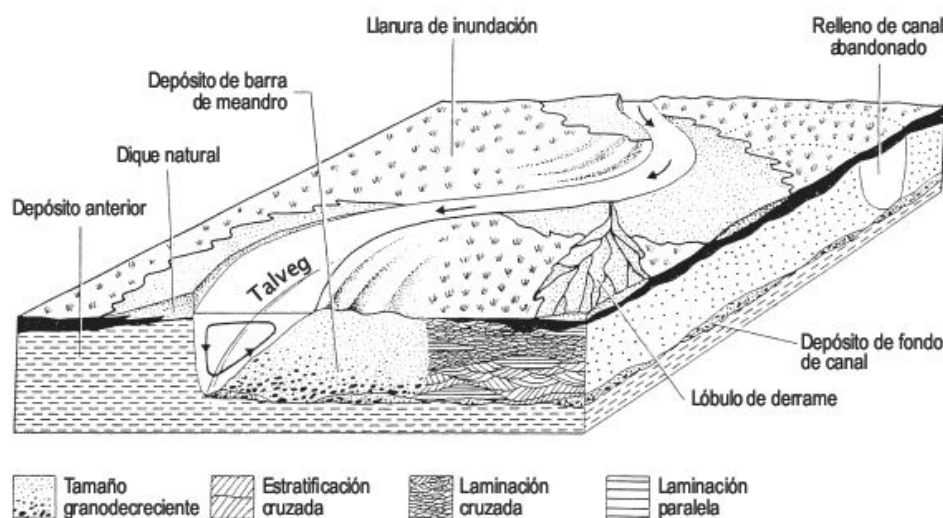
Leopold *et al.* (1964) diferencian ocho tipos de subambientes en una llanura de inundación y Happ *et al.* (1940) distinguen seis tipos de sedimentos aluviales. La Figura 9.1 ilustra esquemáticamente la geometría de las

llanuras de inundación (Allen, 1964, 1970). Se pueden distinguir dos tipos básicos de depósitos fluviales: depósitos de canal y de desbordamiento (*channel overbank deposits*) (Marzo, 1989). Los primeros, comprenden los depósitos de fondo de canal (*channel lag*) y los de barra de meandro (*point-bar deposits*), se generan principalmente por acreción lateral y se sitúan bajo los segundos, que se originan por acreción vertical y están representados por los depósitos de diques naturales (*levees*), de llanura de inundación (*floodplain*) y de lóbulos de derrame (*crevasse-splay*). Otro tipo de depósito son los de relleno de canal abandonado (*channel fill deposits*), que tiene características intermedias entre los dos anteriores.

En los **depósitos de fondo de canal** los sedimentos gruesos se localizan en la base de los canales, que a su vez están rellenos por arenas y arcillas. Se acumulan como cuerpos lenticulares en las partes más profundas del canal. No forman capas de gran espesor y son siempre discontinuos.

Las **barras de meandro** constituyen los rasgos geomorfológicos más característicos de los meandros y son la principal sedimentación en los canales meandriformes. La forma y el tamaño de las barras varían con las dimensiones del río (Reineck y Singh, 1975). En cursos pequeños son formas deposicionales que buzan hacia el canal sobre los lados convexos de los meandros y están constituidas por

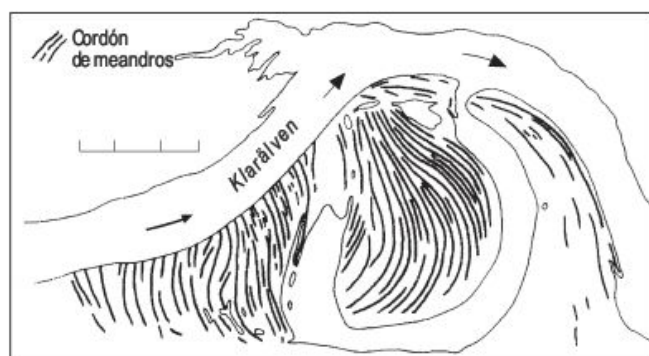




**FIGURA 9.1** Esquema de la llanura de inundación para un curso meandriforme (Allen, 1964, 1970).

sedimentos gruesos. En los grandes ríos están formados por **cordones de meandros** (*scroll bars*) que alternan con ciénagas que son depresiones alargadas (*swales*) y son canales en los que se produce sedimentación durante la inundación (Sunborg, 1956; Ollero, 1996) (Fig. 9.2). Las barras suelen ser varios metros más altas que las ciénagas y éstas están rellenas por sedimentos finos estratificados. Por lo general, las barras de meandro son discontinuas, de naturaleza lenticular, y se originan por la migración lateral de un río meandriforme durante la inundación y los cordones de meandro se generan por sucesivas inundaciones (Collison, 1996; Miall, 1996).

En la Figura 9.3 las secciones transversales indican que el canal se movió lateralmente a una distancia igual o algo mayor que la anchura del canal y, a su vez, tiene lugar la sedimentación de las barras de meandro, conservándose la anchura del canal aproximadamente constante. Las secciones medidas durante un periodo de ocho años señalan que el volumen neto de erosión fue igual al de sedimentación. En el punto de máxima curvatura la erosión fue débilmente superior a la sedimentación; aguas abajo de este punto la sedimentación es mayor que la erosión (Leopold *et al.*, 1964).



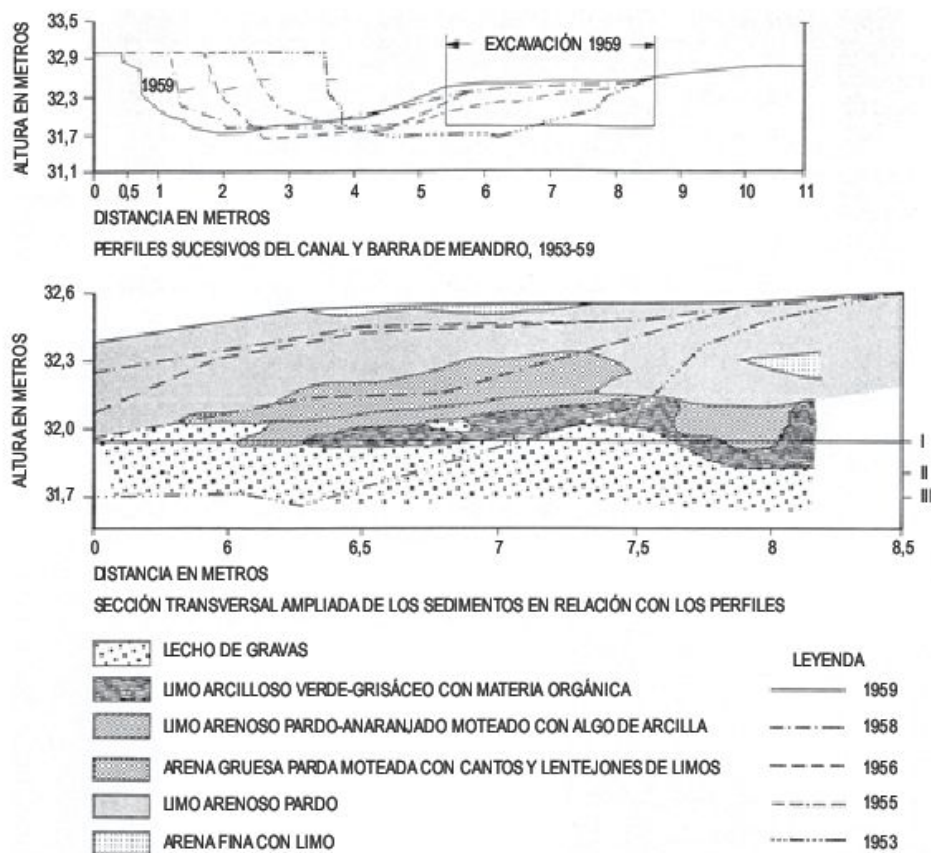
**FIGURA 9.2** Morfología de cordones de meandro en el río Klarälven, Suecia (Sundborg, 1956).

Los **diques naturales** son bandas de sedimentos en forma de cuña que bordean los canales fluviales (Fig. 9.1). La máxima elevación de un dique está en o cerca del canal. Los diques buzan suavemente desde el borde del canal hacia el borde externo de la llanura de inundación. Los diques alcanzan un mayor desarrollo sobre los lados cóncavos del canal y en los lados convexos se superponen a las barras de meandro. En el río Mississippi alcanzan hasta 3 km de anchura y 9 m de potencia (Farrell, 1987). Se forman cuando la inundación supera el margen del canal y la sedimentación es granodecreciente hacia la parte externa (Allen, 1965). Los depósitos de dique natural poseen una facies similar a los depósitos superiores de relleno de canal, con laminación plana en la base, originada durante la inundación, a la que se superponen estratos con pequeña estratificación cruzada, formados por *ripples*, que pueden estar asociados con laminación convoluta (Farrell, 2001). Los sucesivos conjuntos de estratos generados por inundación en un punto pueden variar de facies y dan lugar a secuencias verticales de algunos metros de potencia (Bridge, 2003).

La escala de los **lóbulos de derrame** depende de las dimensiones del río. Sus tamaños varían desde decenas a centenas de metros de anchura. Inciden en los diques naturales y en otros depósitos cenagosos y llegan a formar pequeños deltas (Miall, 1996). Se originan durante las grandes inundaciones y se extienden como lenguas arenosas sobre los depósitos de dique natural (Fig. 9.1).

Los **depósitos de llanura de inundación** se encuentran en las partes más bajas de estas llanuras. Ocupan extensiones de metros a varios kilómetros. Su litología en corte puede ser variada y refleja que está afectada por cambios en los procesos de sedimentación. Cuando se deseca la llanura de inundación durante un intervalo de tiempo considerable se producen procesos edafogénicos, que quedan intercalados como paleosuelos en el conjunto de depósitos de llanura de inundación (Miall, 1996).





## 9.3 Abanicos aluviales

### 9.3.1 Definición, antecedentes y terminología

Se conocen numerosas definiciones basadas en la forma externa, zona de sedimentación y procesos implicados en su evolución (Rachocki, 1981). La definición de Bull (1968), uno de los investigadores más relevantes en este campo, señala que un abanico aluvial es un cuerpo de depósitos fluviales cuya superficie se aproxima al segmento de un cono, que se extiende radialmente ladera abajo desde el punto en el que el curso del agua abandona el área montañosa (Figs. 9.4 y 9.5).

La historia del conocimiento de los abanicos aluviales o conos de deyección (Gómez Villar, 1996) se remonta

al siglo pasado en el que son objeto de poca atención y, por consiguiente, los trabajos son escasos. A finales del siglo pasado y en relación con la exploración de los territorios áridos del suroeste de los Estados Unidos, surgen algunas publicaciones relevantes (Gilbert, 1875; McGee, 1897). En la primera mitad del Siglo xx los investigadores se preocuparon de la génesis, procesos de sedimentación y remodelación de la superficie del abanico (Johnson, 1932a,b; Blackwelder, 1928, 1931), así como de su relación con la tectónica. El mayor impulso sobre la investigación de estas formas deposicionales se produce en los comienzos de la segunda mitad de este siglo con los trabajos de Blissenbach (1952, 1954), Bull (1963, 1964a,b, 1977a,b) y Denny (1967).



**FIGURA 9.4** Abanico aluvial al pie de la Sierra de Alhamilla (provincia de Almería). Cordilleras Béticas. En las zonas distales del abanico se observan extensos cultivos bajo plástico.



**FIGURA 9.5** Abanico aluvial y red braided. Desierto del Sinaí. Foto J. Rosell.

Con posterioridad, se estudian bajo puntos de vista muy distintos. Se trabaja sobre abanicos de épocas geológicas pasadas, así como sobre formas actuales y subactuales. Se analizan su morfología, procesos de sedimentación y erosión, depósitos, factores que condicionan su desarrollo, evolución, etc. Los trabajos específicos resultantes de estas investigaciones serán reseñados y comentados a lo largo de este capítulo. No obstante, conviene señalar algunos trabajos y monografías sintéticos en los que se analiza el conocimiento de los abanicos aluviales (Yazawa *et al.*, 1971; Bull, 1972, 1977b; Schumm, 1977; Colombo, 1979, 1989; Rachocki, 1981; Nielsen y Moore, 1984; Ashida, 1985; Lecce, 1990; Rachocki y Church, 1990; Cooke *et al.*, 1993; Blair y McPherson, 1994a,b; Gómez Villar, 1996; Harvey, 1997).

También los abanicos aluviales han sido estudiados mediante simulaciones (Rachocki, 1981) y con modelos ex-

perimentales de laboratorio (Schumm, 1977; Schumm *et al.*, 1987). A pesar de los muchos problemas que plantean este tipo de trabajos, se han obtenido muy buenos resultados (Blair y McPherson, 1994b). Así, se ha reproducido el origen de los lóbulos de tamiz (*sieve lobes*) en cajas de arena (Hooke, 1967). A su vez, utilizando arena y lodo, se ha llegado a la conclusión de que los *debris flow* (coladas de detritos) predominan en las partes proximales del abanico, en la zona media se interdigitan con depósitos de canal y, finalmente, en las áreas distales dominan los depósitos fluviales (Hooke, 1967, 1987). Otros modelos han sido dirigidos al establecimiento de relaciones entre las etapas de evolución de la cuenca de drenaje y del abanico con la estratigrafía de los abanicos (Schumm, 1977; Hooke y Rohrer, 1979; Schumm *et al.*, 1987).

El estudio de los abanicos aluviales también ha experimentado un gran impulso con la aplicación de técnicas



de datación absoluta. Los métodos tradicionales de cartografía y correlación de superficies del abanico tomando como base la edad relativa, expresada por los pavimentos desérticos y desarrollo de caliches, ahora se completan con sus dataciones absolutas (Harvey *et al.*, 2005). Se aplican dataciones cosmogénicas, de U/Th y luminiscencia (OSL).

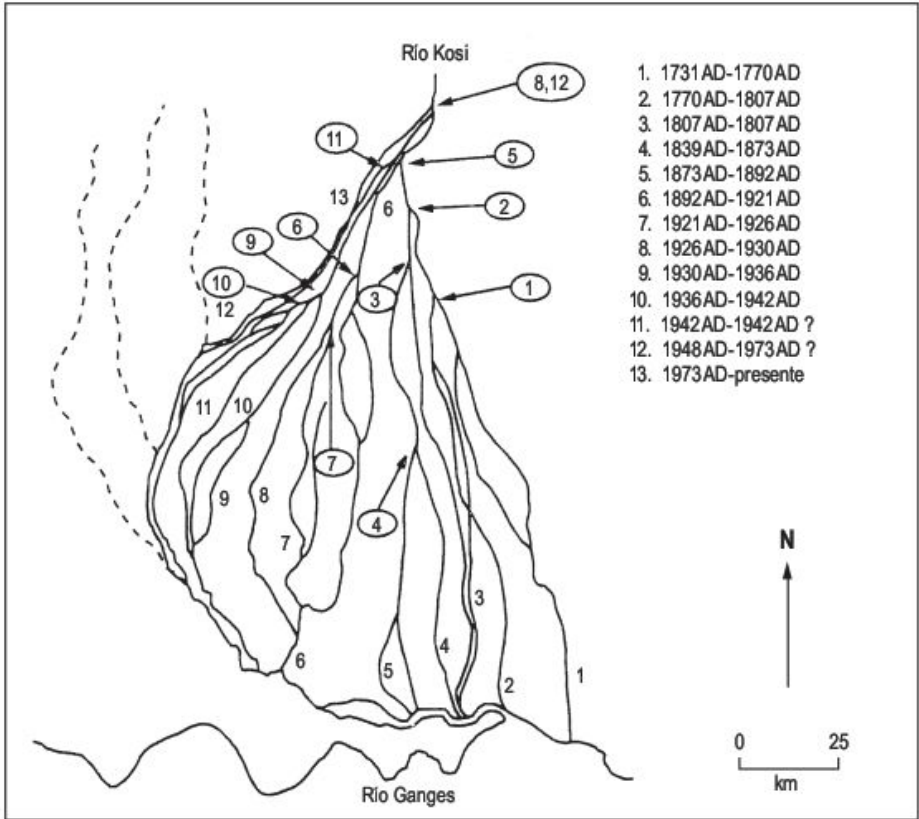
Una vez analizados los antecedentes y tendencias de la investigación de los abanicos aluviales, se hace necesario señalar algunas de las características más relevan-

tes, así como precisar diversos términos de uso común en la literatura. Los abanicos aluviales son formas frecuentes que se encuentran al pie de las montañas (Figs. 9.4 y 9.5), en los valles (Fig. 9.6) y en cualquiera de las zonas morfoclimáticas; su tamaño es muy variable, desde pequeños conos de detritos de <50 m de longitud (Harvey y Wells, 2003) a megabanicos de hasta 60 km de longitud (Gohain y Parkarsh, 1990) (Fig. 9.7). Un abanico aluvial resulta de la sedimentación en la zona de desagüe de

**FIGURA 9.6** Abanicos aluviales erosionados por el Río Mendoza. Uspallata (provincia de Mendoza). Cordillera Principal de los Andes.



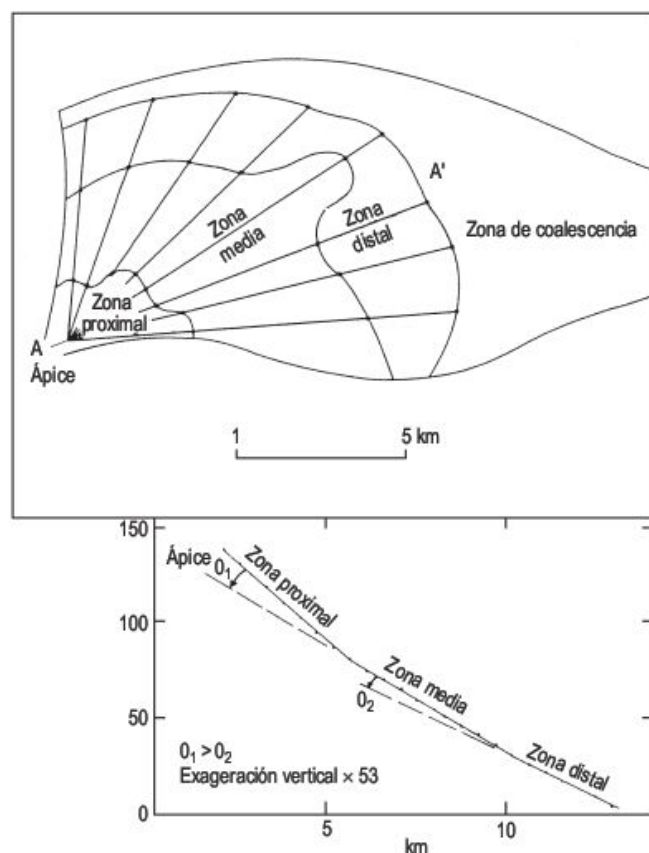
**FIGURA 9.7** Secuencia de avulsión para el río Kosi. Los números con círculos indican puntos de avulsión (AD = después de Cristo) (Mackey y Bridge, 1992).



una cuenca de drenaje del material detrítico procedente de la excavación de la misma. Los flujos hídricos y de sedimentos se concentran en la zona inferior de la cuenca en un canal de desagüe o canal de alimentación del abanico. Estos flujos al alcanzar el frente montañoso, se expanden en un flujo sin confinar depositando su carga y construyendo el abanico aluvial, como consecuencia de la fuerte reducción de la pendiente y de la disminución de la velocidad del flujo.

En estas morfologías es muy frecuente la coalescencia de unos abanicos con otros. En los medios áridos y semiáridos, dentro de los desiertos de montañas y depresiones, los abanicos aluviales constituyen los rasgos más característicos de sus piedemontes. El material terrígeno que los construye pasa en sus partes más distales a ambientes en los que dominan lagos temporales (*playa-lake*).

Blissenbach (1954) distingue tres zonas dentro de los abanicos aluviales (Fig. 9.8): **zona proximal** o cabecera del abanico que constituye el área próxima al ápice; **zona media**, entre la cabecera y las partes bajas del abanico y **zona distal**, que es el área más alejada del ápice. Finalmente, incluye una zona baja de coalescencia con otros abanicos.



**FIGURA 9.8** Diferentes zonas en un abanico aluvial y perfil longitudinal del mismo. La figura corresponde al abanico Tumey Gulch, oeste de Fresno County, California (Bull, 1964a).

La clasificación climática de los abanicos aluviales en «húmedos» y «secos», o lo que es lo mismo **abanicos aluviales de clima árido**, formados por flujos fluviales intermitentes, y **abanicos aluviales de clima húmedo**, generados por flujos hídricos perennes (Schumm, 1977) goza de una cierta aceptación. No obstante, esta diferenciación es controvertida y fue ampliada por McGowen (1979) al considerar que en los climas áridos los *debris flow* son más frecuentes que en las zonas húmedas, donde predomina la sedimentación fluvial. Recientemente, Nilsen (1993) y Stanistreet y McCarthy (1993) relacionan la forma y procesos del abanico con el clima y concluyen que su forma semicónica se construye por *debris flow* en ambientes desérticos («tipo seco»), aunque otros autores señalan que esta morfología también se desarrolla en áreas húmedas (Harvey, 1984a; Blair, 1987).

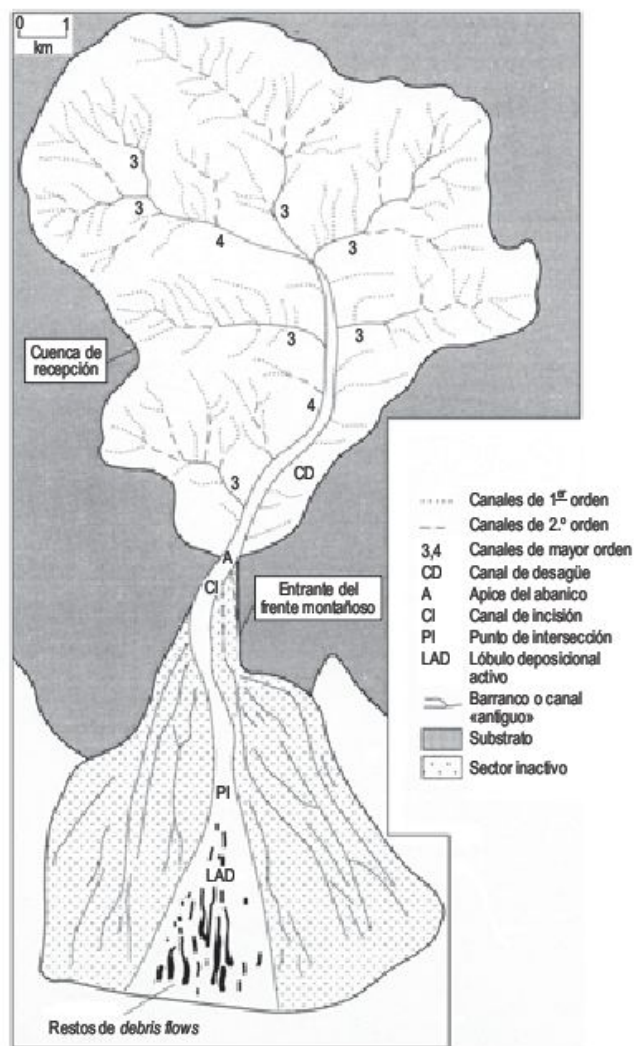
En los desiertos el desarrollo de los abanicos se favorece por diversas razones (Harvey, 1997). La cobertura vegetal es esparcida o ausente, son frecuentes las fuertes tormentas y predominan los procesos ligados al flujo superficial en las laderas. Como consecuencia, la producción de sedimentos durante las tormentas es muy elevada. La fuerte pendiente de los cursos de agua en la cuenca de recepción y los regímenes de escorrentía casi instantáneos proporcionan elevadas velocidades de transporte de sedimentos. Finalmente, la transferencia de sedimentos al abanico es esporádica y va ligada básicamente a precipitaciones de alta intensidad.

Los abanicos aluviales, aunque son frecuentes en las regiones montañosas desérticas, también se encuentran en otros ambientes climáticos: árticos, alpinos, templados, húmedos e incluso tropicales (Harvey *et al.*, 2005).

### 9.3.2 Morfología de los abanicos aluviales

Los principales rasgos morfológicos de los sistemas de abanicos aluviales (Blair y McPherson, 1994a) (Fig. 9.9) son la **cuenca de recepción**, que es la zona de alimentación de agua y sedimentos y que se caracteriza por fuertes pendientes, sobre todo en los tributarios de menor orden. El **canal de desagüe** efectúa el transporte de la carga líquida y sólida hasta el **ápice** del abanico y corresponde al punto de salida del área montañosa, que es muy neto si el frente es rectilíneo. El **canal de incisión** es la continuación del canal de desagüe dentro del abanico y puede dividirse en varios canales. El canal de incisión suele terminar en las zonas proximales y medias del abanico, correspondiendo este lugar al **punto de intersección**. A partir del mismo el flujo deja de estar confinado y se expande dando lugar al **lóbulo deposicional activo**. Los **barrancos de erosión remontante** son frecuentes en las zonas distales y pueden progresar hasta alcanzar el canal de incisión, dando lugar a que el lóbulo deposicional activo se desvíe a otra parte del abanico (Denny, 1967).





**FIGURA 9.9** Principales rasgos morfológicos de un sistema de abanico aluvial. El ejemplo corresponde al abanico Trail Canyon, en el Valle de la Muerte, California (Blair y McPherson, 1994a).

El conjunto de la morfología de cada abanico debe reflejar las características del área madre, ya que los procesos de sedimentación están controlados por la fuente de suministro de sedimentos (Harvey, 1996, 1997, 2002a). Los análisis de los abanicos aluviales efectuados a partir de su morfología se basan fundamentalmente en algunas propiedades morfométricas, tales como la forma, el área y la pendiente.

La **forma** de los abanicos es semicircular, o de segmento de cono, con perfiles longitudinales cóncavos (Fig. 9.8) y transversales convexos. A partir de mapas topográficos de buena calidad se puede expresar matemáticamente (Troeh, 1965):

$$Z = P + SR + LR^2$$

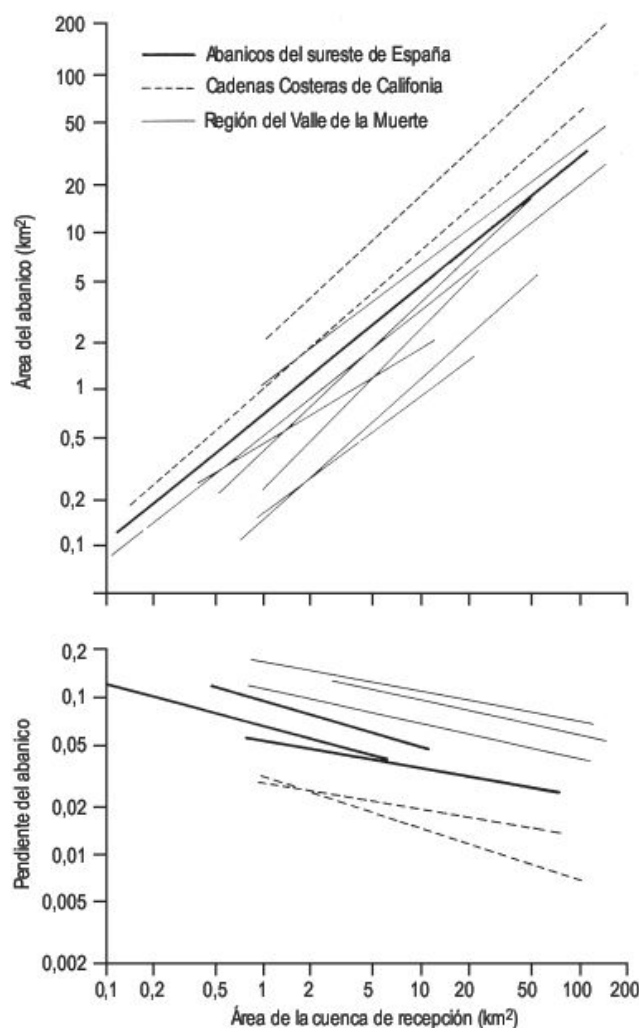
donde  $Z$  es la altura de un punto sobre la superficie del abanico,  $P$  la altura en el ápice,  $S$  la pendiente del abanico

co en  $P$ ,  $R$  la distancia radial de  $P$  a  $Z$  y  $L$  la media de las pendientes a lo largo de su perfil longitudinal.

El **área** del abanico es el parámetro más estudiado y se ha demostrado que existe una clara relación entre las superficies del abanico y de la cuenca de recepción. El área del abanico se expresa por la fórmula:

$$A_a = p A_c^q$$

$A_a$  es el área del abanico y  $A_c$  la de la cuenca de recepción, ambas medidas en  $\text{km}^2$ . Los estudios de diferentes grupos de abanicos han demostrado valores semejantes para el exponente  $q$ , que oscila entre 0,7 y 1,1, pero los valores de  $p$  son más dispares, entre 0,1 y 2,1. Estas variaciones se interpretan como debidas a historias diferentes en distintas regiones y a la desigual resistencia a la erosión del sustrato rocoso en la cuenca de alimentación (Harvey, 1997). En la Figura 9.10 se comparan las rela-



**FIGURA 9.10** Relación entre el área de la cuenca de recepción y la pendiente del abanico para distintos abanicos del sureste de España. Se observa un claro contraste entre la mayor inclinación de los abanicos de *debris flow* y la menor de los abanicos fluviales e intermedios (Harvey, 1984).



ciones entre parámetros de diferentes abanicos de distintas zonas. Los abanicos de las Cadenas Costeras de California tienen superficies mayores, por unidad de área de drenaje, que los abanicos de la región del Valle de la Muerte. Las rectas de regresión de los abanicos del sureste de España se han obtenido a partir de 68 abanicos (Harvey, 1987a).

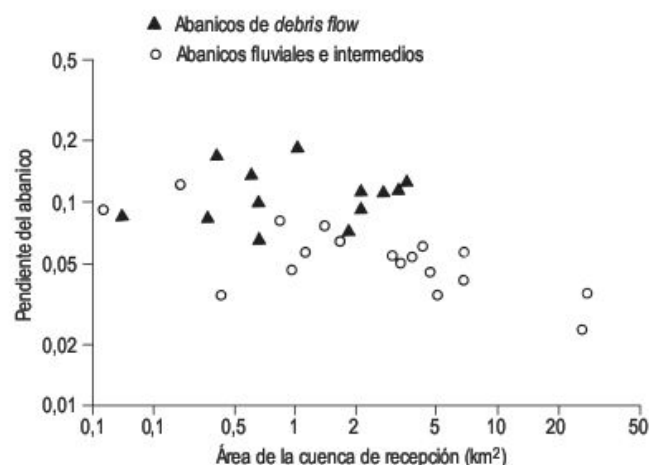
La **pendiente** se toma normalmente como la inclinación de la superficie axial del abanico en la cabecera y los valores más frecuentes son de 2° a 12°. La relación es:

$$P_a = aA_c^b$$

siendo  $P_a$  la pendiente del abanico. Los valores de  $b$  en la Figura 9.8 varían entre -0,35 y -0,15 y los de  $a$  oscilan más ampliamente entre 0,03 y 0,17, lo que se interpreta como debido a procesos sedimentarios distintos. Los abanicos de la región del Valle de la Muerte tienen más inclinación que los de las Cadenas Costeras de California, mientras que los del sureste español ocupan una posición intermedia. Por otra parte, los abanicos del sureste de España, con abundantes *debris flow*, tienen pendientes más acusadas que aquellos abanicos fluviales e intermedios (Fig. 9.11), de lo que se deduce la importancia que tiene el mecanismo de sedimentación en la pendiente del abanico (Harvey, 1984a).

### 9.3.3 Factores que influyen en el desarrollo de los abanicos

La sedimentación en un abanico tiene lugar si el suministro de partículas supera a la capacidad de transporte. Esto supone la presencia de un umbral geomórfico, definido por Bull (1979) como **umbral de la energía crítica del agua**. Ahora bien, la sedimentación en el abanico está afectada por diversos factores, cuya actuación es variable según los casos.



**FIGURA 9.11** Relaciones morfo-métricas entre el área de la cuenca de recepción y el área y pendiente del abanico en tres regiones (Harvey, 1987b).

Uno de ellos es el **factor topográfico**, que influye muy directamente en el suministro de sedimentos. Así, en las laderas de pendientes acusadas la erosión es más importante. Igualmente, se necesitan inclinaciones elevadas para el origen de los *debris flow*. Estos alcanzan un mayor desarrollo en abanicos alimentados por pequeñas cuencas de recepción de pendientes abruptas. Por el contrario, los procesos fluviales predominan en los abanicos que derivan de grandes cuencas de recepción con menor inclinación.

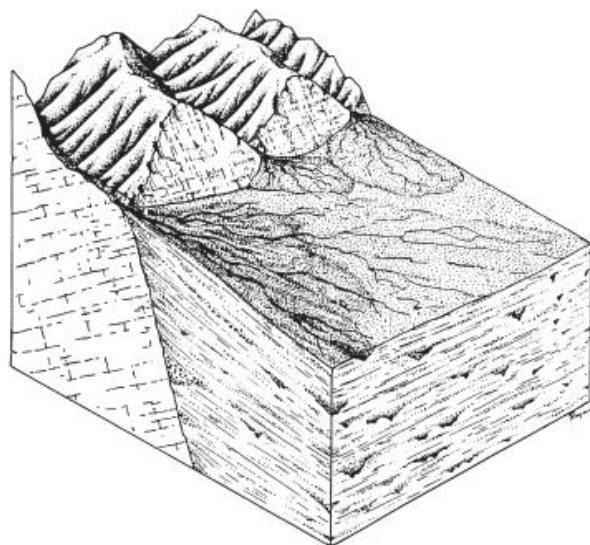
Las partículas movilizadas en las cuencas de recepción proceden de la disgregación del substrato geológico aflorante en la misma. Este **factor litológico** ejerce una considerable influencia en el desarrollo del abanico aluvial. Los procesos de meteorización actúan condicionados por el tipo de roca y, por consiguiente, los sedimentos originados son diferentes. El tamaño de las partículas es función fundamentalmente de la granulometría (en rocas detríticas) y del número de planos de discontinuidad por unidad de volumen. Así, cuando el espaciado entre estos planos es amplio se originan bloques de tamaño considerable. Las partículas de tamaño limo y arcilla se originan fundamentalmente por los procesos de meteorización química y aumentan considerablemente en litologías de grano fino, como argilitas, limolitas y tefras. Estas partículas de grano fino son necesarias para generar *debris flow* en la cuenca de recepción, tal como señala Harvey (1984a, 1987b) en diversos ejemplos de abanicos aluviales del sureste de España.

El **factor climático** ejerce una incidencia tanto directa como indirecta en los procesos de meteorización que tienen lugar en el desarrollo del abanico. La disponibilidad de agua afecta a la meteorización de las rocas, al transporte de sedimentos e indirectamente a la cobertera vegetal. En la precipitación hay que tener en cuenta la cantidad, intensidad, duración y frecuencia sobre todo de las grandes tormentas, que son las que suelen suministrar la mayor parte de la carga sólida al abanico. La carencia o escasez de precipitaciones supone la ineficacia de la meteorización y del transporte. No obstante, en áreas como el Valle de la Muerte, con una precipitación media anual de 43 mm, la carga sólida que alimenta a los abanicos se produce como consecuencia de lluvias de tormenta (Blair y McPherson, 1994b). El efecto de la temperatura puede manifestarse por una aceleración de los procesos de meteorización. Por otra parte, hay que tener en cuenta que la temperatura desciende en las zonas altas del sistema, pudiendo llegar a producirse ciclos de hielo-deshielo. Además, la precipitación aumenta con la altura. La vegetación afecta a la pérdida de suelo y a la estabilidad de la ladera por el desarrollo de raíces, siendo la penetración de las mismas muy variable en los diferentes tipos de plantas dominantes. Por consiguiente, cuando disminuye el porcentaje de cobertera vegetal por cambios climáticos o por actividad humana (sobrepastoreo, deforestaciones, fuegos, etc.) las laderas pueden hacerse inestables, que se denuncian por cambios en los sistemas de abanicos (Bull, 1991; Harvey *et al.*, 1999b; Harvey, 2004b).



Los abanicos pueden desarrollarse en zonas tectónicamente estables, pero también en áreas de inestabilidad cortical. En estas últimas se encuentran los desiertos de montañas y depresiones, desarrollados en muchas de las cordilleras del oeste de América y de Asia central. Los movimientos corticales (**factor tectónico**) condicionan la generación de topografías adecuadas y en las depresiones, al pie de los frentes montañosos activos (Fig. 9.12), se apilan importantes espesores de depósitos aluviales de distintas edades geológicas, en los que se registra una larga historia deposicional. En estas zonas la neotectónica constituye el control fundamental en la localización de los abanicos y muchas secuencias antiguas de abanicos aluviales, conservadas en el registro geológico, se interpretan fundamentalmente en un contexto tectónico (Silva *et al.*, 1992b; Harvey, 1997; Harvey, 2002a; Kirkby *et al.*, 2003; Viseras *et al.*, 2003; Jain y Sinha, 2004). Por otra parte, esta actividad tectónica no se limita al contacto mecánico entre el área montañosa y su piedemonte (Fig. 9.13), sino que se reconocen deformaciones frágiles, fracturas y fallas recientes, en todo el sistema del abanico aluvial. Estas desnivelaciones recientes de origen tectónico afectan a los depósitos de los abanicos aluviales (Fig. 9.14) y producen dislocaciones importantes en la red de canales de los lóbulos deposicionales activos y, como consecuencia, modificaciones en el desarrollo de los abanicos.

La actividad tectónica afecta al desarrollo del abanico, ya que puede influir directamente en la pendiente del mismo. Cuando el levantamiento del frente montañoso es mayor que la incisión del canal (Fig. 9.15), aumenta su pendiente y la sedimentación tiene lugar al pie del bloque elevado. Por el contrario, si el encajamiento del canal es más importante que el levantamiento, el área de sedimentación se desplaza a las zonas medias-distales del abanico. En la Figura 9.15 se aprecia cómo la sedimentación ha ce-



**FIGURA 9.12** Bloque diagrama de un frente tectónicamente activo y su piedemonte, en el que se depositan importantes espesores de sedimentos al pie de la zona montañosa. La presencia de facetas triangulares indica una actividad reciente de la falla del frente montañoso (Bull, 1977b).

sado en el sector proximal y se crea un nuevo ápice y otro segmento de abanico en el esquema inferior (abanico telescopico o segmentado) (Bull, 1964b, 1977b; Harvey, 2002a). Este proceso da lugar a segmentos de abanicos de diferentes edades. Estos tienen posiciones topográficas distintas, pueden presentar desarrollo de caliches, barnices y pavimentos y grados de disección muy variables. Estos abanicos segmentados (Fig. 9.16) tienen un origen muy controvertido, en el que se barajan hipótesis relacionadas con eventos extremos recientes, respuestas complejas y cambios climáticos y tectónicos (véase Cooke *et al.*, 1993).

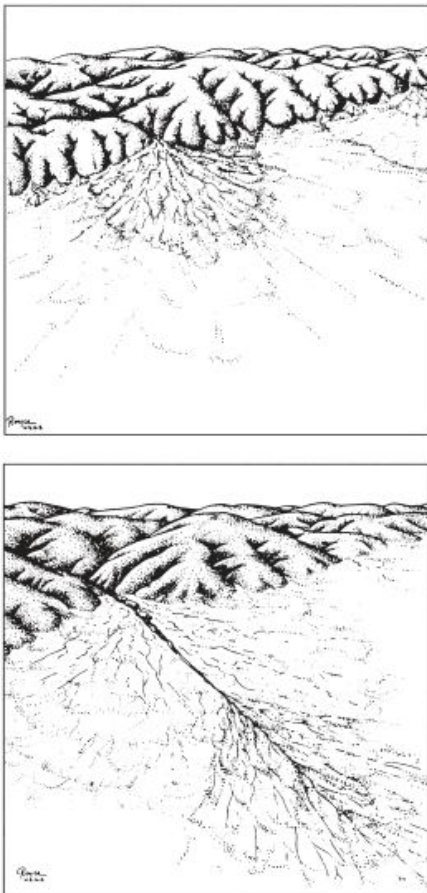
**FIGURA 9.13** Materiales procedentes de la Cordillera de los Andes que desarrolla a su pie un abanico aluvial, enmarcado por una falla activa. Cobija (Norte de Chile). Foto J. Rodríguez-Vidal.







**FIGURA 9.14** Bascamiento tectónico y arrasamiento de depósitos fluviales pleistocenos, correspondientes a abanicos aluviales del piedemonte de la Cordillera de los Andes en las proximidades de la ciudad de Mendoza (Argentina).



**FIGURA 9.15** Desarrollo de abanicos aluviales en función del grado de levantamiento de la zona montañosa. Arriba: el levantamiento y la agradación supera a la incisión del canal. Abajo: el encajamiento del canal es mayor que el levantamiento; en este caso el área de sedimentación se desplaza hacia las zonas medias creándose un nuevo segmento de abanico (abanico telescópico) (Bull, 1977b).



**FIGURA 9.16** Abanico segmentado, en el que los segmentos superiores están siendo degradados por reguerización y abarrancamiento. A su vez sufren o han sufrido la erosión fluvial del Río Jachal. El lugar se encuentra entre Rodeos y San José de Jachal (provincia de San Juan, Argentina).



Finalmente, existen un conjunto de **factores extrínsecos** que están en conexión próxima con el sistema del abanico aluvial (Blair y McPherson, 1994a). Los abanicos pueden estar afectados por sedimentación eólica y ésta puede obstaculizar o modificar el sistema de canales. En las partes distales generan, en ocasiones, represamientos que dan lugar a charcas. Los ríos existentes en las partes bajas de estas depresiones pueden encajarse en los sedimentos de las zonas distales del abanico, rebajando el nivel de base. Si en los márgenes de los abanicos nos encontramos con lagos o mares, los depósitos subaéreos del abanico alimentan a estos reservorios de aguas confinadas dando lugar a abanicos-delta. Las variaciones de nivel de estos lagos o mares ejercen una influencia considerable en los procesos de erosión y sedimentación del abanico, al modificarse su nivel de base (Harvey *et al.*, 1999a; Harvey, 2004b). Finalmente, la actividad volcánica puede dar origen a coladas que interfieren con la red fluvial, modificándola considerablemente. La caída de cenizas volcánicas en la cuenca de recepción puede desencadenar, en eventos tormentosos, *debris flow* en las zonas de mayores pendientes.

### 9.3.4 Procesos sedimentarios

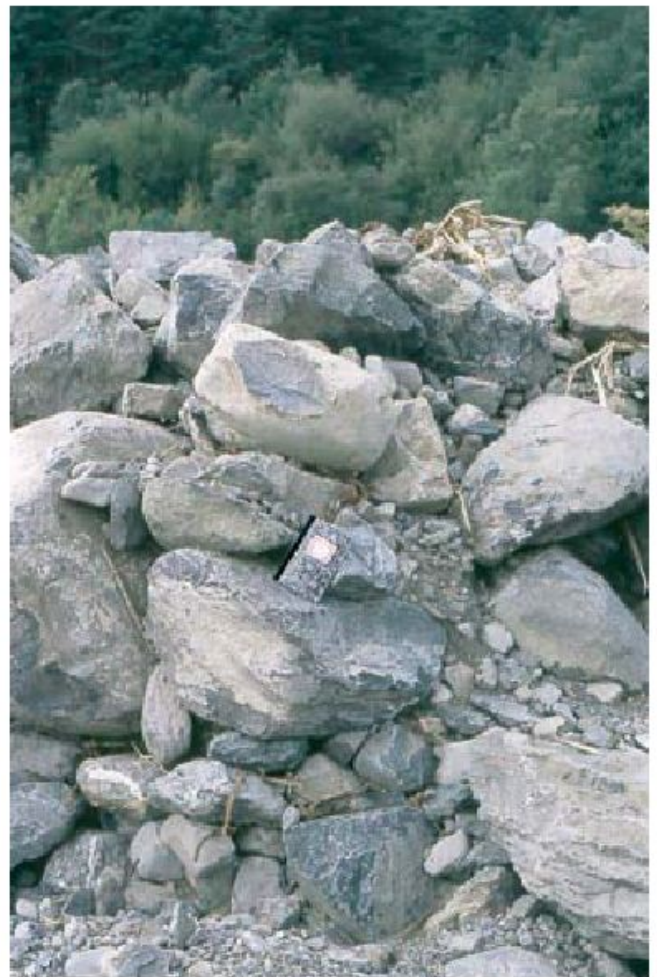
Los principales procesos sedimentarios son de dos tipos. Los procesos de alimentación o primarios (Blair y McPherson, 1994a,b) son los que transportan los sedimentos desde la cuenca de recepción al pie del frente montañoso construyendo el abanico aluvial. En el tipo de transporte es fundamental la proporción de agua y sedimento y la disponibilidad de partículas finas (Wells y Harvey, 1987; Harvey, 1997). Si existe una baja concentración de finos y una elevada relación de agua/sedimento el transporte que se produce es de tipo fluvial con importante carga de fondo que se mueve por tracción. Cuando aumenta la proporción de partículas finas los clastos pueden sostenerse por estas partículas y moverse en un flujo plástico bajo la forma de *debris flow*, en el que la fase sólida y líquida se desplazan solidariamente. Los procesos de remodelación o secundarios producen la erosión del abanico, movilizándolo sedimentos anteriormente depositados por los procesos de alimentación. Muchos de estos procesos actúan durante largo tiempo sobre la superficie, ya que la alimentación del abanico se realiza, en ocasiones, a favor de precipitaciones de tormenta de baja frecuencia y alta intensidad.

#### 9.3.4.1 Los procesos de alimentación

Pueden englobarse en dos tipos. Los que movilizan materiales superficiales o del substrato rocoso de las laderas y aquellos en los que el transporte se produce por flujos fluviales (Blair y McPherson, 1994a, b). Los **movimientos de masa** en las laderas son del tipo de desprendimientos de material rocoso por gelifración y aludes, vuelcos, avalanchas de rocas, deslizamientos y *debris flows* (descritos en el Capítulo 7).

En los **procesos fluviales** los sedimentos y el agua permanecen separados durante el transporte y los detritos se evacúan mediante un flujo turbulento como carga de fondo o en suspensión. Cuando la carga sólida alcanza una proporción elevada de 20 a 47%, se forman flujos hiperconcentrados (Costa, 1988a). Se diferencian dos tipos de procesos fluviales: la inundación en manto (*sheet flood*) y los flujos canalizados (Blair y McPherson, 1994a, b).

La **inundación en manto** es el proceso más frecuente en el aporte de sedimentos a los abanicos aluviales. Se trata de flujos no confinados que se expanden en el piedemonte, al liberarse del confinamiento de las paredes del canal desagüe. Blair (1987) a partir de una fotografía aérea, describe la inundación en manto producida en el abanico del Río Roaring en el Parque Nacional de las Montañas Rocosas, como una lámina continua de agua de 0,5 m de profundidad derramándose por el lóbulo deposicional activo del abanico de 320 m de longitud. La inundación en manto se produce con grandes tormentas de baja frecuencia y alta in-



**FIGURA 9.17** Bloques imbricados en el abanico aluvial de Arás (Valle de Tena, Pirineos centrales). Se depositaron el 7 de agosto de 1996 en una inundación súbita (*flash flood*) y catastrófica.



tensidad, que pueden dar origen a flujos de carácter catástrofico (Gutiérrez *et al.*, 1998a, b). Estos eventos esporádicos están separados por etapas de escasa actividad donde se remodela el abanico por procesos secundarios. Los depósitos están formados por bloques, gravas, arenas y limos. Los *sheet floods* suelen dar lugar a pares estratificados de 10-30 cm de potencia, con inclinaciones sinsedimentarias de 2°-8°, paralelas a la superficie del abanico, y ejes mayores de los bloques perpendiculares a la pendiente, aunque a veces se presentan imbricados (Fig. 9.17) (Blair y McPherson, 1994b). También, raramente, pueden encontrarse cordones de gravas sinuosos transversales a la pendiente del abanico.

Los **canales de incisión** disectan el ápice o el sector proximal del abanico y pueden alcanzar varios metros de altura. Constituyen las vías de transporte de sedimentos desde las zonas proximales a las distales y, por consiguiente, son los canales de alimentación del lóbulo deposicional activo. También, en estos canales puede producirse la erosión de los sedimentos del abanico. Las facies resultantes de la sedimentación en estos canales incluyen gravas y arena en su lecho, que se movilizan durante las crecidas.

Un tipo de sedimentación característico en los abanicos aluviales son los denominados **depósitos o lóbulos de tamiz**, que fueron reproducidos en experimentos de labora-

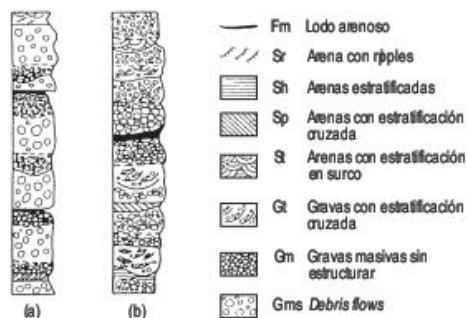
torio con gravillas y arena por Hooke (1967). Un depósito lobulado se acumula en una zona en la que el flujo pierde la capacidad de transportar la carga, normalmente en el punto de intersección, y percola completamente en un sustrato permeable. El material más grueso se encuentra en el frente del lóbulo y aguas arriba los depósitos son más finos. Estos depósitos de tamiz se forman durante las crecidas y se localizan sobre todo en las zonas medias y distales del abanico. Pueden originarse también a partir de *debris flows* previamente depositados cuando las aguas de escorrentía efectúan un lavado o tamizado superficial de las partículas más finas. El resultado es un depósito coronado por clastos granosostenidos. En este caso, el origen de los lóbulos de tamiz es secundario.

El análisis tridimensional del abanico aluvial pone de manifiesto que existen numerosas y complejas variaciones de facies, que pueden ser debidas en parte a cambios climáticos o tectónicos significativos. A lo largo del abanico se observa una disminución del tamaño de las partículas, depositándose las más gruesas en las zonas proximales y las más finas en los dominios distales. En las áreas proximales predominan los depósitos fluviales de canales de bloques y gravas y los *debris flows* (Fig. 9.18c, d) (Harvey, 1997). Según Miall (1978) si dominan los procesos fluviales, tenemos secuencias sedimentarias de tipo «Scott» y, por el contrario,

#### VARIACIONES VERTICALES DE FACIES

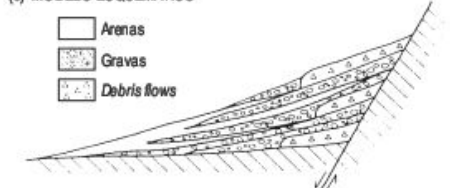
(a) SECUENCIA SEDIMENTARIA «TIPO TROLLHEIM»

(b) SECUENCIA SEDIMENTARIA «TIPO SCOTT»

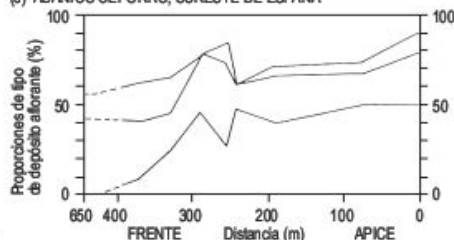


#### VARIACIONES LONGITUDINALES DE FACIES

(c) MODELO ESQUEMÁTICO



(d) ABANICO CEPORRO, SURESTE DE ESPAÑA

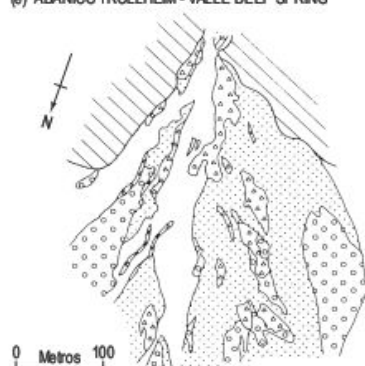


(f) ABANICO DEL CAÑON HANAUPAH - VALLE DE LA MUERTE



#### VARIACIONES ESPECIALES DE FACIES

(e) ABANICO TROLLHEIM - VALLE DEEP SPRING



**FIGURA 9.18** Variaciones de facies sedimentarias en abanicos aluviales. Variaciones verticales de facies: (a) Secuencias sedimentarias tipo «Trollheim» y (b) tipo «Scott» (Miall, 1978). Relaciones de facies proximales y distales: (c) Modelo esquemático (Rust, 1979). (d) Variaciones a lo largo del abanico en las proporciones de facies expuestas en cortes del abanico Ceporro, sureste de España (Harvey, 1984b). Variaciones espaciales de facies: (e) Zona del ápice de un abanico con sedimentación en el área proximal. Abanico Trollheim, Valle Deep Springs (California) (Hooke, 1967). (f) Abanico con canal encajado en zona proximal y agradación distal. Abanico del Cañon Hanaupah, Valle de la Muerte (California) (Hunt y Mabey, 1966). Figura recopilada por Harvey (1997).



la abundancia de *debris flows* identifica las secuencias del tipo «Trollheim» (Fig. 9.18a, b). En las zonas medias pueden desarrollarse depósitos de tamiz, pero más frecuentemente nos encontramos con depósitos de *sheet flood*, que se prolongan hacia las partes distales donde tenemos un predominio de arenas y limos. Por otra parte, podemos encontrar con un fuerte contraste en la distribución de facies, entre abanicos sin incisión y aquellos con un canal encajado en la zona proximal, en el que los depósitos más recientes se sitúan en áreas más alejadas (Fig. 9.18e, f).

### 9.3.4.2 Los procesos de remodelación

Ya se ha indicado que los abanicos se construyen fundamentalmente en relación con precipitaciones de alta intensidad, pero el período de retorno de las mismas es importante y, como consecuencia, la superficie del abanico está sometida, durante un largo intervalo de tiempo, a la actuación de procesos secundarios que modifican las morfologías derivadas de la acción de los procesos de alimentación o primarios. Por otra parte, en zonas de actividad tectónica cuaternaria, los sedimentos pueden estar o haber sido afectados en su evolución por deformaciones dúctiles y frágiles, tales como pliegues, fallas (Fig. 9.18f) y basculamientos. Estos procesos de remodelación son muy variados y han sido analizados por numerosos autores (Blair y McPherson, 1994a).

El proceso más importante de remodelación es el de la **escorrentia superficial**, reinante entre los eventos de lluvia de alta intensidad. Su actuación produce la exportación del material de grano fino existente en cualquier tipo de depósito, hacia las zonas distales del abanico. También se genera una red de regueros (*rills*) y canales distributarios que se disponen radialmente sobre la superficie del abanico desde el ápice, o desde el punto de intersección, hasta las zonas distales, donde dominan los canales (Denny, 1967). También hay que considerar la actividad del **agua subterránea** en los abanicos, donde se encuentran excelentes acuíferos. Esta disponibilidad hídrica afecta al crecimiento de las plantas y, por consiguiente, a los procesos de erosión hídrica superficial. Por otra parte, el movimiento del agua puede traer consigo la cementación por calcita, si en estas disoluciones existen carbonatos, llegando a generar horizontes petrocálcicos.

La **acción del viento** es otro de los factores de remodelación de la superficie de los abanicos en las regiones áridas. Se manifiesta por el arranque y transporte de partículas finas, lo cual puede dar lugar a pavimentos desérticos. Los cantos sufren la abrasión eólica que conduce al pulido y generación de facetas, produciendo ventifactos, a veces cubiertos de barniz desértico. Estas partículas también pueden depositarse en la superficie del abanico en torno a obstáculos, tales como plantas, o simplemente forman una lámina de arena más o menos continua (manto de arena). También llegan a alcanzar potencias importantes en las zonas de sotavento, produciendo disturbios en la red fluvial.

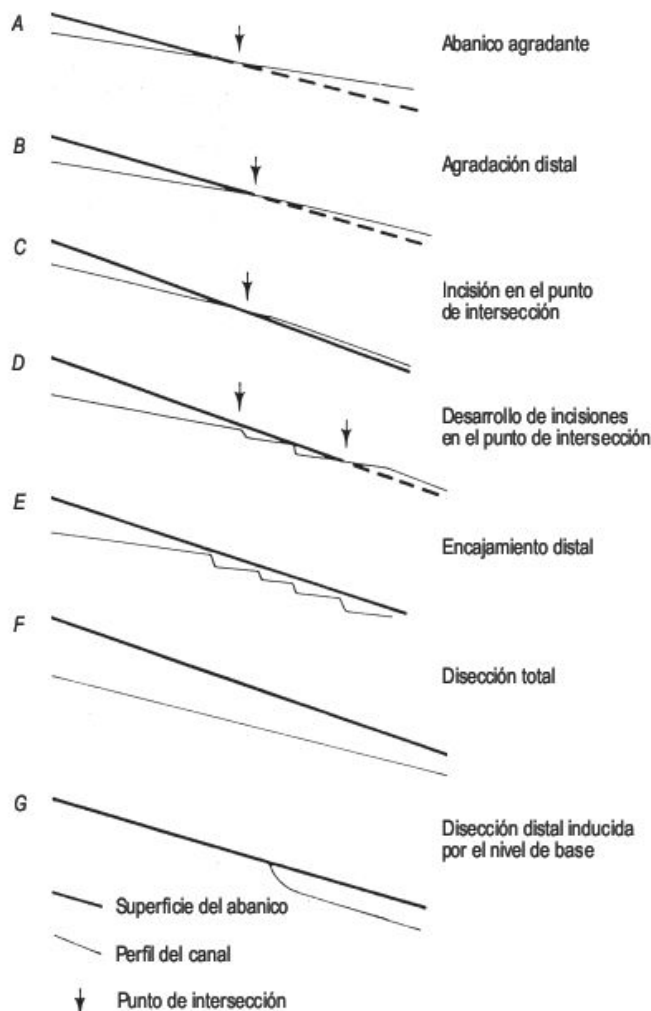
En la **meteorización** de los sedimentos de los abanicos actúan los procesos físicos, químicos y biológicos. Los primeros, como el haloclastismo, humectación y secado, y gelivación disgregan la roca y están condicionados por el contenido de agua y sales. La meteorización biológica se manifiesta por los procesos bioquímicos y por el horadamiento y remoción de materiales producidos por la actividad de la flora y la fauna, que se engloban bajo el término de bioturbación. En climas áridos, la precipitación de carbonatos en las proximidades de la superficie del abanico origina horizontes petrocálcicos (Gile y Hawley, 1966; Machette, 1985; Harvey, 1987a), que cementan fuertemente los depósitos detríticos, con lo que se convierten en materiales muy resistentes a la erosión y, a la vez, la capacidad de infiltración en estos depósitos encostrados disminuye considerablemente (Harvey, 1990, 1997). En los medios húmedos la meteorización química produce la continua disgregación de los minerales, dando lugar a la generación de numerosas partículas finas.

### 9.3.5 Dinámica y evolución de los abanicos aluviales

Los abanicos aluviales son las formas que más rápidamente se desarrollan dentro de las zonas áridas (Mabbutt, 1977). Se estima una velocidad media de acumulación en los abanicos del Valle de la Muerte de 1 m cada mil años (Hooke, 1972). Además, son sistemas geomórficos dinámicos que muestran cambios morfológicos progresivos durante su desarrollo (Harvey, 1997). Este último autor establece un modelo en el que se relacionan los perfiles del abanico y del canal con la agradación e incisión en las partes medias del abanico (Harvey, 1987a, 1997) (Fig. 9.19). En los tipos *A* y *B* se origina un encajamiento en cabezera y sedimentación en zonas distales. En el tipo *C* se produce rebajamiento en el punto de intersección y en los tipos *D* y *E* tiene lugar una movilización de este rebajamiento hacia las áreas distales, como consecuencia del desplazamiento del punto de intersección y, finalmente, se llega a la disección total del abanico en el tipo *F*. Si el nivel de base desciende se desencadena una erosión remontante desde el frente del abanico (tipo *G*). Este es uno de los modelos que ayudan a comprender en parte la dinámica de la agradación o disección dentro del abanico, en el que la tectónica, el cambio climático, la acción antrópica y los eventos extremos juegan un papel preponderante en la modificación de los procesos erosivos y deposicionales.

El río Kosi, en la llanura indogangética, ha construido un megabanico (Fig. 9.7) (Gole y Chitale, 1966; Wells y Dorr, 1987; Gohain y Parkash, 1990; Singh *et al.*, 1993) como consecuencia de las elevadas precipitaciones (1.500 mm/año) de la cuenca de recepción, a diferencia de los abanicos de las regiones áridas en las que la precipitación anual es pequeña, los cursos son efímeros y la dimensión





**FIGURA 9.19** Modelo en el que se establecen las relaciones entre los perfiles de la superficie del abanico y del canal con la disección y sedimentación en las partes medias y distales del abanico (Harvey, 1987a).

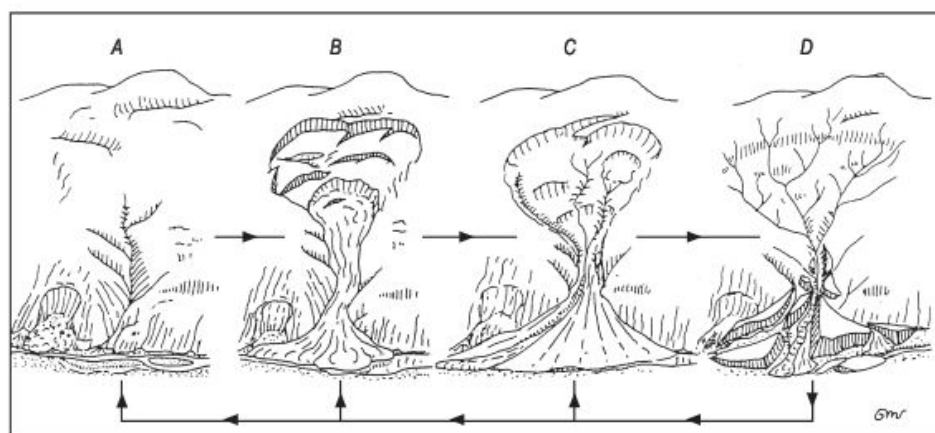
de los abanicos es mucho menor (Chorley *et al.*, 1984). El drenaje del río Kosi procede de las elevaciones del Himalaya y extiende su elevada carga en su salida a la lla-

nura indogangética, donde construye el megabanico del Kosi. Durante el periodo de 1731 a la actualidad (Fig. 9.7) ha experimentado una deriva hacia el oeste de 113 km por sucesivas avulsiones (Short y Blair, 1986, p. 297), lo que supone la movilización de sedimentos en un área de más de 9500 km<sup>2</sup>. Las avulsiones se han producido rápidamente y el periodo entre ellas es de aproximadamente 18 años (Bridge, 2003). Stevaux y Souza (2004) estudian la frecuencia de las avulsiones en diferentes áreas. Las velocidades varían entre 28 años para el río Kosi y 1.400 años para el Mississippi. En el ápice del abanico, el canal está constituido por bloques y cantos y estos materiales gruesos se transportan raramente más allá de unos 15 km del ápice, donde dominan sedimentos de grano medio y fino. El gradiente del río Kosi disminuye paulatinamente desde la cabecera con una pendiente de 20 cm/km a 4 cm/km en las áreas distales. En las zonas de menor pendiente el río está constituido por varios canales que ocupan una anchura no superior a 1,5 km.

No se comprende el mecanismo de deriva hacia el oeste del Río Kosi. Wells y Dorr (1987) establecen una relación estadística entre la tectónica y la deriva hacia el oeste del conjunto de canales y atribuyen la deriva a una topografía favorable para la sedimentación. Por el contrario, Gohain y Parkash (1990) y Singh *et al.* (1993) consideran la deriva hacia el oeste como debida a un basculamiento tectónico.

En la literatura clásica se describen modelos de evolución de los abanicos. Uno de ellos es el de Davis (1905), basado en su concepción cíclica de evolución del modelado, en el que en las etapas juveniles del mismo se produce un gran aporte de sedimentos al piedemonte debido al relieve energético existente. La degradación del relieve, en las etapas finales del ciclo, trae consigo una disminución de la erosión y las inundaciones en manto conducirían a un predominio de los pedimentos.

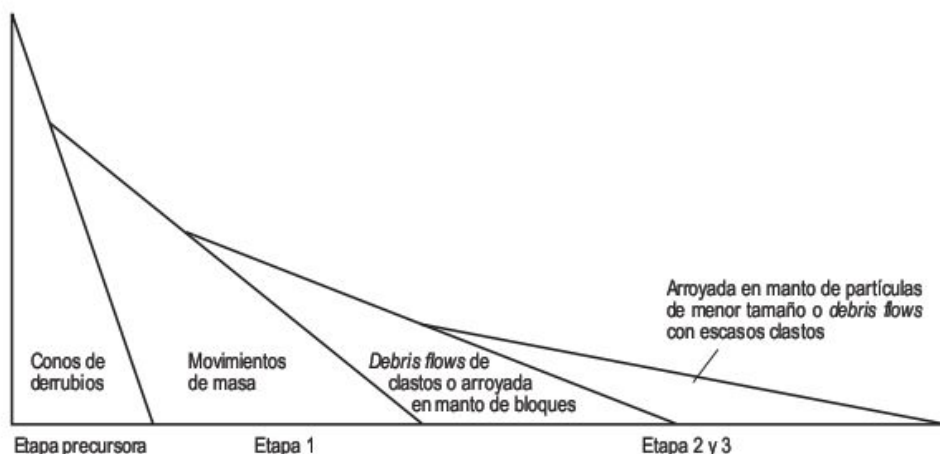
Sorriso-Valvo (1988) establece un modelo de génesis y evolución de los abanicos, basándose en los movimientos de masas en la región de Calabria (Italia). Establece un conjunto de cuatro etapas principales (Fig. 9.20). La primera, a la que denomina reptación (*creep*), se caracte-



**FIGURA 9.20** Evolución cíclica de un abanico a partir de movimientos de ladera. Las flechas indican los diferentes episodios. La forma es típica de substratos de comportamiento dúctil. En rocas frágiles y diaclasadas el flujo principal de la etapa B se produce por avalanchas de rocas de gran velocidad (Sorriso-Valvo, 1988).



**FIGURA 9.21** Diagrama esquemático de las pendientes en las etapas de evolución de un abanico aluvial (la escala vertical está exagerada  $\times 2$ ). Se diferencian varias etapas con sus respectivos procesos de alimentación dominantes. Las pendientes de sedimentación disminuyen hacia el sector distal, la longitud del radio del abanico aumenta también a lo largo de la evolución y los *knickpoints* (puntos de ruptura) disminuyen de altura hacia la zona distal (Blair y McPherson, 1994a,b).



niza por deslizamientos superficiales que se localizan en la parte baja de la ladera, mientras que en el resto predominan deformaciones superficiales. Esta etapa suele tener una larga duración. En la etapa B, o de colapso, dominan los deslizamientos de rocas y *debris flows*, que dan lugar a numerosas cicatrices de arranque que configuran una forma en anfiteatro en la ladera, mientras que en el piedemonte se acumula una masa detrítica con morfología de abanico. El material deslizado puede ser evacuado por erosión hídrica durante eventos de alta intensidad y baja frecuencia a través del canal de desagüe. La roca debilitada y los detritos que permanecen próximos a la cicatriz de arranque se movilizan por movimientos de masas posteriores, reactivándose los deslizamientos previos, y generándose nuevos *debris flows*. Estos procesos pueden construir un abanico rápidamente. La etapa C corresponde a la construcción del abanico aluvial. Finalmente, la destrucción del abanico, o etapa D, tiene lugar a causa de que el material deslizado ha sido en gran parte evacuado y entonces la escorrenría superficial alcanza un gran poder erosivo, produciendo la erosión del abanico desde el ápice al frente. Para el autor el modelo es cíclico y considera que la sucesión de etapas A-B-C-D-B-C-D... constituye un tipo de evolución muy frecuente. El modelo de Sorriso-Valvo (1988) se ciñe básicamente en la aportación de los movimientos de masa a la generación del sistema del abanico aluvial, pero no contempla la actividad de la escorrenría a lo largo del tiempo.

También Blair y McPherson (1994a, b) establecen un modelo similar en cuatro etapas (Fig. 9.21). Se inicia por desprendimientos de rocas y generación de conos de derrubios en el frente montañoso (Fig. 9.22). En la etapa 1 las cuencas de recepción incipientes son abruptas, con predominio de canales de primer orden y de deslizamientos y *debris flows*. La movilización de estos depósitos construye el abanico aluvial y amplía la cuenca de recepción, la cual adquiere una morfología en anfiteatro; todo ello corresponde a la etapa 2. También el área del abanico se incrementa a la par que sus distancias radiales pueden alcanzar valores de 1 a 5 km. A su vez, disminuye la pen-

diente del abanico a cifras entre  $5^\circ$  y  $15^\circ$ . En la etapa 3 prosigue la expansión de todo el sistema del abanico aluvial, aumenta el número de canales de primer orden y se



**FIGURA 9.22** Conos de derrubios en Punta Vacas (provincia de Mendoza, Argentina). Cordillera Principal de los Andes.

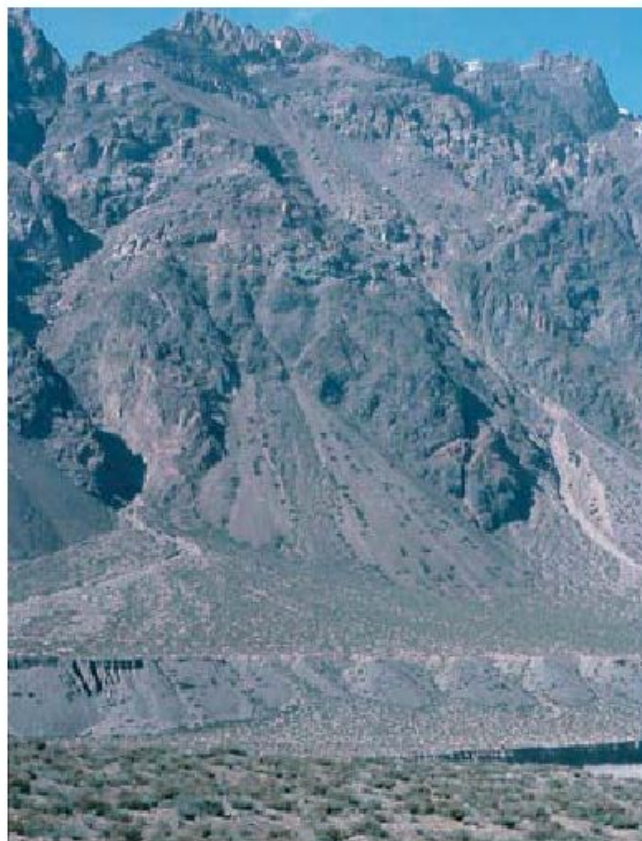


alcanzan órdenes de 4 o 5. Siguen produciéndose movimientos de masa en la cuenca de recepción y el material se deposita en el abanico por *debris flows* e inundación en manto (Fig. 9.23). Las distancias radiales del abanico alcanzan de 3 a 10 km o más y la pendiente disminuye a 2°-8°. Finalmente, esta última etapa puede seguir desarrollándose hasta que los abanicos se erosionen por ríos o valles glaciares, aunque el sistema del abanico también puede reactivarse por actividad tectónica, con una intensidad que sea lo suficientemente significativa para que tenga lugar la emigración de los ambientes de la base del abanico hacia las partes distales del mismo.

De los estudios de los abanicos cuaternarios se deduce que la tectónica puede jugar un papel fundamental al controlar la localización y emplazamiento de los abanicos aluviales, pero las secuencias de los abanicos responden fundamentalmente a cambios climáticos (Harvey *et al.*, 2005).

Los grandes sistemas de abanicos aluviales, especialmente los desarrollados en los márgenes de las cuencas sedimentarias, pueden preservarse en el registro geológico. Las respuestas a los cambios climáticos y tectónicos operan en diferentes escalas de tiempo (Harvey, 2002b). Los abanicos cuaternarios responden al cambio climático en periodos de  $10^2$ - $10^4$  años, mientras que el cambio tectónico se manifiesta por encima de  $10^4$  años.

En la evolución de los abanicos aluviales hay que tener presente las modificaciones resultantes de las capturas fluviales en la sedimentación del abanico, en las que puede observarse una modificación importante en la secuencia sedimentaria del lóbulo deposicional (Mather, 2000; Mather *et al.*, 2000).



**FIGURA 9.23** A la izquierda de la fotografía abanico aluvial con su canal de desagüe y, a la derecha, cono de derrubios con una cuenca de recepción con morfología de anfiteatro incipiente. El lugar se sitúa al Este de Punta Vacas (provincia de Mendoza, Argentina). Cordillera de los Andes.

## 9.4 Terrazas fluviales

Las terrazas fluviales (Fig. 9.24) son partes de llanura de inundación que están por encima del nivel máximo de las aguas de un río (*bankfull*), como resultado de la incisión del mismo (Leopold *et al.*, 1964). La terraza fluvial es una superficie plana formada por un **rellano** y un **escarpe** y suele aplicarse el término de terraza a ambas morfologías. En ocasiones, se utiliza para denominar al depósito, pero es más apropiado llamarle depósito aluvial o relleno aluvial, para diferenciarlo de las características topográficas. La terraza buza suavemente hacia aguas abajo, a no ser que esté afectada por movimientos tectónicos (Harden, 2004). Las llanuras de inundación son relativamente planas, constituidas por aluviones, que se desarrollan entre el río y los márgenes del valle. La anchura de las llanuras de inundación (Wolman y Leopold, 1957) (Fig. 9.25) es variable y depende del tamaño del río, de la velocidad de ero-

sión y de la resistencia del material rocoso de las paredes del valle. Las llanuras de inundación pueden encontrarse en los valles de arroyos de decenas de metros de anchura (Arauzo y Gutiérrez-Elorza, 1994; Bull, 1997; Harvey y Gutiérrez-Elorza, 2005), pero no existen, por lo general, en la mayoría de los afluentes de cabecera, debido a que la erosión es muy acusada y no hay tiempo suficiente para un movimiento lateral de cierta magnitud. En climas húmedos las llanuras de inundación tienden a estar ausentes en la mayoría de los canales de cabecera, pero aparecen en el punto donde el flujo del canal cambia de efímero a perenne, que es cuando tienen una alimentación hídrica subterránea. Durante un periodo en el que el clima permanece constante, y sin que tenga lugar un movimiento tectónico vertical o cambio de nivel de base, la deriva lateral del canal produce ensanchamiento del valle (Leopold





**FIGURA 9.24** Terrazas del Río Snake. Grand Teton. Montañas Rocosas. Wyoming, Estados Unidos. Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 9.25** Llanura aluvial y terraza del río Mendoza en los Andes. Upsallata, provincia de Mendoza. Argentina.

*et al.*, 1964). Si se produce una alteración de los factores tectónicos y climáticos, cambia la altura del canal y éste abandona el nivel de la llanura de inundación dando lugar a excavación o agradación. En la incisión se disecta la llanura de inundación, que queda como bancos continuos o discontinuos aproximadamente planos, que destacan sobre el valle fluvial. Por lo tanto, podemos definir una terraza como una llanura de inundación abandonada (Leopold *et al.*, 1964). Cuando alternan los procesos de agradación y de incisión tenemos una **secuencia de terrazas** (Figs. 9.26 y 9.27), que proporcionan un registro de cambios en los flujos de los ríos y del sedimento suministrado a lo largo del tiempo (Harden, 2004).

Frecuentemente, se realiza una diferenciación entre terrazas que erosionan el sustrato rocoso (**terrazas erosivas**) (*bedrock or strath terraces*) y las formadas por material aluvial (**terrazas de acumulación o aluviales**).

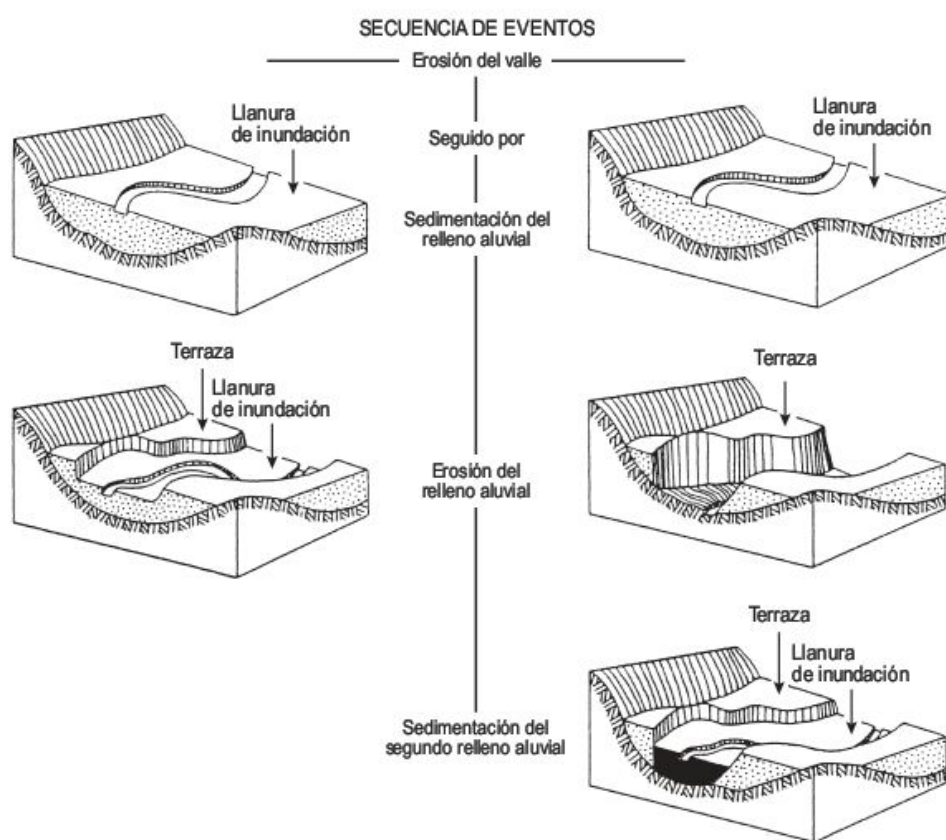
Ambas corresponden, respectivamente, a las terrazas destructivas y constructivas de McGee (1897). Las **terrazas estructurales** son bancos erosivos de rocas resistentes, que se producen por erosión diferencial (Cañón del Colorado). La llanura de inundación no es una terraza, ya que está afectada por los procesos fluviales actuales. En el estudio de secuencias de terrazas se lleva a cabo una enumeración; la terraza más antigua  $T_1$  y las demás  $T_2, T_3$ , etc. (Fig. 9.28).

Las **terrazas apareadas** se forman cuando el encajamiento vertical del río es más rápido que la migración lateral del canal fluvial (Fig. 9.28). Las **terrazas no apareadas** se originan cuando la deriva lateral del canal es más rápida y la incisión lenta (Ritter, 1986).

Un problema importante es la identificación e interpretación en el campo de una terraza. Partes de la llanura de inundación, cerca de las laderas de los valles, están so-



**FIGURA 9.26** Secuencia de terrazas del río Jachal en la Precordillera de los Andes, provincia de San Juan. Argentina.



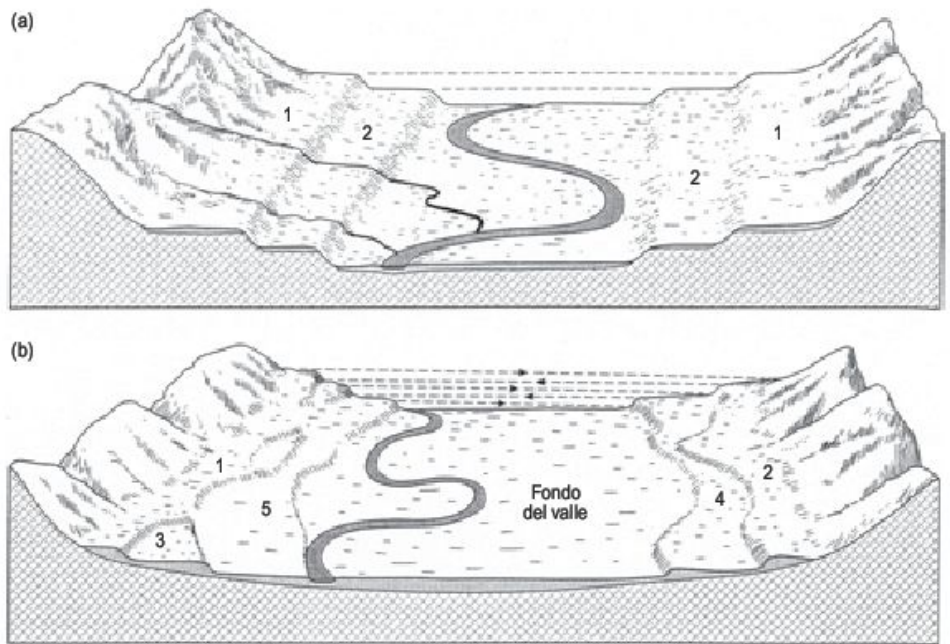
**FIGURA 9.27** Bloques diagrama que ilustran las etapas de desarrollo de una terraza. Las dos secuencias de eventos dan lugar a la misma geometría superficial (Leopold *et al.*, 1964).

metidas a una sedimentación local que procede de la erosión de las laderas por escorrentía y movimientos de masas y también abanicos aluviales (Fig. 9.29), cenizas volcánicas y partículas eólicas. Como resultado, hay una tendencia generalizada cerca de los márgenes del valle a un ligero buzamiento desde los bordes del valle hacia el eje del valle. El coluvión, generado por diversos procesos, tiende a interdigitarse con el aluvión del valle depositado

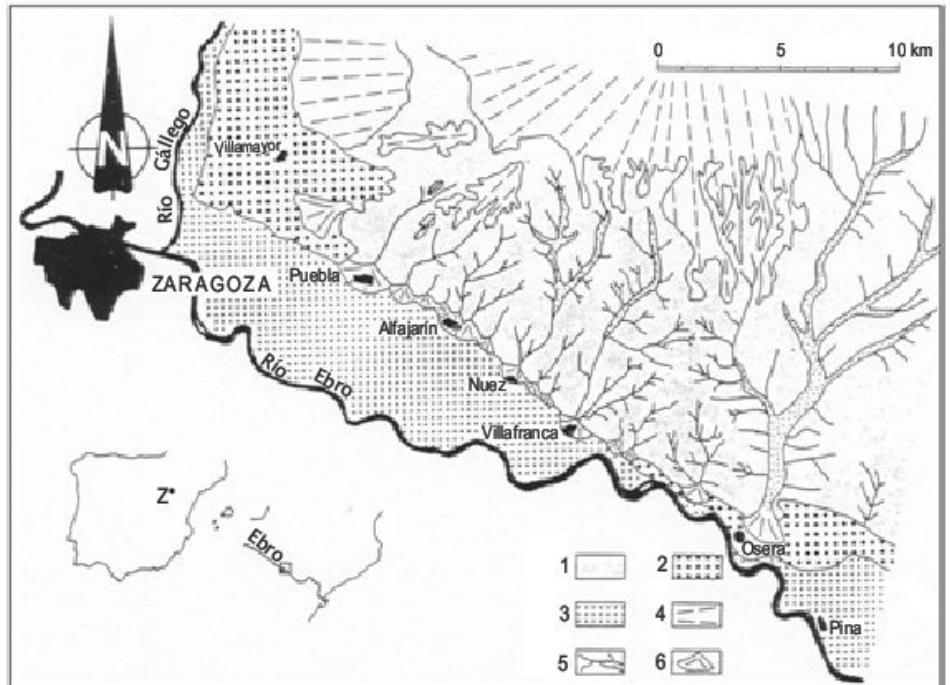
por agradación del río. En algunos casos, el coluvión puede predominar en el relleno del valle (Fig. 9.30) (Lattman, 1960).

Con el fin de reconstruir el tiempo y la localización de la degradación y agradación en rellenos de valle, es necesario describir y establecer las edades relativas de las superficies de las terrazas y depósitos. Se hace necesario tomar las alturas de las terrazas, con respecto a la llanura

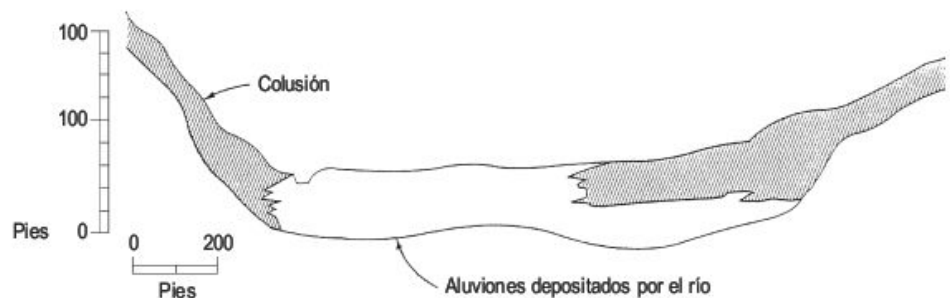




**FIGURA 9.28** Terrazas apareadas y no apareadas. (a) Apareadas, terrazas policíclicas. (b) Terrazas no apareadas, terrazas no cíclicas. Las terrazas se numeran 1, 2, 3 y así sucesivamente. La terraza 1 ( $T_1$ ) es la más antigua. Adaptada de Sparks (1972) y Thornbury (1954).



**FIGURA 9.29** Llanura de inundación y abanicos aluviales de la margen izquierda del río Ebro, aguas abajo de Zaragoza. 1. Yesos miocenos. 2. Terrazas. 3. Llanura de inundación. 4. Niveles de glaci. 5. Barrancos y valles de fondo plano. 6. Abanicos aluviales (Arauzo y Gutiérrez-Elorza, 1994).



**FIGURA 9.30** Sección transversal, excavada para una presa, del valle de Beaderdam Run, Cambia Country. Pennsylvania, Estados Unidos (Lattman, 1960).

de inundación actual, con un barómetro de precisión, a lo largo de diferentes secciones del valle. El perfil longitudinal de un nivel de terraza corresponde con la inclinación de la antigua llanura de inundación.

La edad relativa de las superficies de las terrazas se estima utilizando el estado de desarrollo de paleosuelos y analizando el grado de degradación de los escarpes de la terraza (Bridge, 2003). La edad de una terraza se determina por restos paleontológicos y por datación absoluta de materia orgánica por  $^{14}\text{C}$  (Macklin *et al.*, 1994), arenas por OSL (luminiscencia ópticamente simulada) (Peña *et al.*, 2004) y los clastos de la superficie de la terraza por isótopos cosmogénicos, como el  $^{10}\text{Be}$  y  $^{26}\text{Al}$  (Handcock *et al.*, 1999). Por otro lado, en algunas terrazas antiguas los materiales de las mismas, con anterioridad no consolidados, se han cementado por carbonatos y óxidos de sílice y hierro (Costa y Baker, 1981). También se pueden obtener edades relativas en las terrazas y fondos de valle que contienen restos arqueológicos (Gutiérrez y Peña, 1998). Una terraza incide en sus propios depósitos cuando el flujo de energía es grande: descenso del nivel de base y cuando su capacidad erosiva aumenta con el incremento de la carga. El caudal y la energía de la corriente pueden aumentar por cambios climáticos y por procesos que producen un incremento del gradiente del canal, entre los que se incluyen el descenso del nivel de base. Climáticamente, la incisión tiene lugar cuando el clima se hace más húmedo, con la fusión del hielo (clima más cálido) o cuando aguas arriba de la cuenca las relaciones clima-vegetación-suelo conducen a condiciones de escorrentía súbita (Harden, 2004). También puede suceder cuando la disminución de la precipitación, en zonas semiáridas, trae consigo la disminución del porcentaje de cubierta vegetal (Langbein y Schumm, 1958; Knox, 1984a, b). Las actividades antrópicas de deforestación, construcción de casas

y obras lineales, minería, etc., influyen claramente en la escorrentía de inundación súbita.

El incremento de la pendiente del canal se produce por tectónica cuaternaria, levantamiento isostático, propagación hacia la cabecera de los *knickpoints*, fallas o descenso del nivel de base (véase Capítulo 3 de Geomorfología Tectónica). En los periodos glaciares el nivel del mar descendió unos 130 m.

El suministro de sedimento a un río puede disminuir por cambios climáticos o prácticas agrarias, que aumentan la cubierta vegetal, disminuyen los movimientos de masa y erosión eólica. Las presas frenan los sedimentos y llegan a colmatarse; el estudio del registro sedimentario puede proporcionar datos importantes sobre los cambios ambientales que han tenido lugar durante la sedimentación: presas de sillera romanas colmatadas de Muel y Almonacid de la Cuba, Zaragoza (Pueyo *et al.*, 2001). La captura de un río por uno de menor gradiente trae consigo que las terrazas del río capturado quedan como registro de la captura (Rodríguez Vidal, 1986).

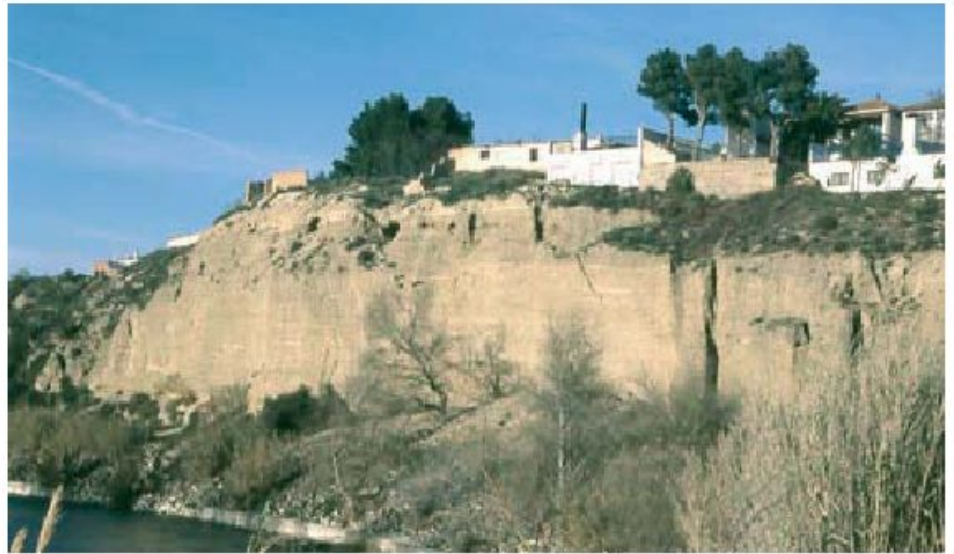
Las terrazas pueden registrar eventos tectónicos, cambios climáticos y otros cambios ambientales que alteran la capacidad erosiva y la carga de sedimentos de un río. Al datar las terrazas se puede calcular las velocidades de incisión (Harden, 2004).

Una gran parte de la Geomorfología es geología estratigráfica (Leopold *et al.*, 1964). Para correlacionar las terrazas es preciso realizar un estudio sedimentológico de detalle. Los suelos (Fig. 9.31) son horizontes indicadores de gran valor (Birkeland, 1984; Bull, 1997), pero hay que utilizarlos adecuadamente. El conjunto de las terrazas presenta una **cronosecuencia** de meteorización, suelos y terrazas. El cambio climático, factor generador de las terrazas, también altera los procesos edafogénicos. Las nuevas condiciones pueden gradualmente borrar el carác-

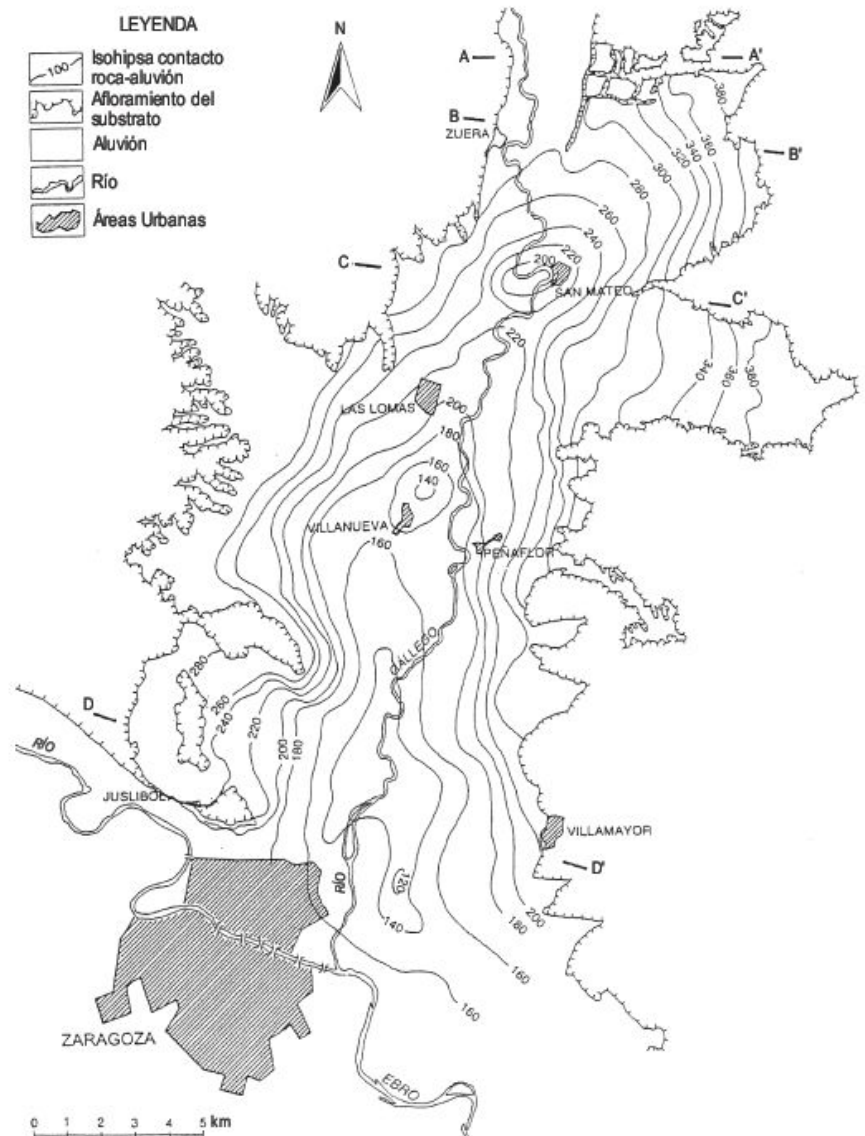


**FIGURA 9.31** Perfil de un suelo rojo fersialítico en el corte de una terraza, explotada para gravas. San José de la Rinconada (Sevilla, España).





**FIGURA 9.32** Terrazas superpuestas del río Gállego generadas por disolución de las evaporitas infrayacentes. El río Gállego discurre sobre terrazas antiguas. San Mateo de Gállego, Depresión del Ebro, España.



**FIGURA 9.33** Mapa de isohipsas del contacto aluvión-sustrato rocoso en el curso inferior del río Gállego. Se observan los tres depocentros localizados en San Mateo, Villanueva y entre Zaragoza y Villamayor. Las letras A-A', B-B', etc. se refieren a las secciones transversales de la Figura 9.34 (Benito *et al.*, 2000).

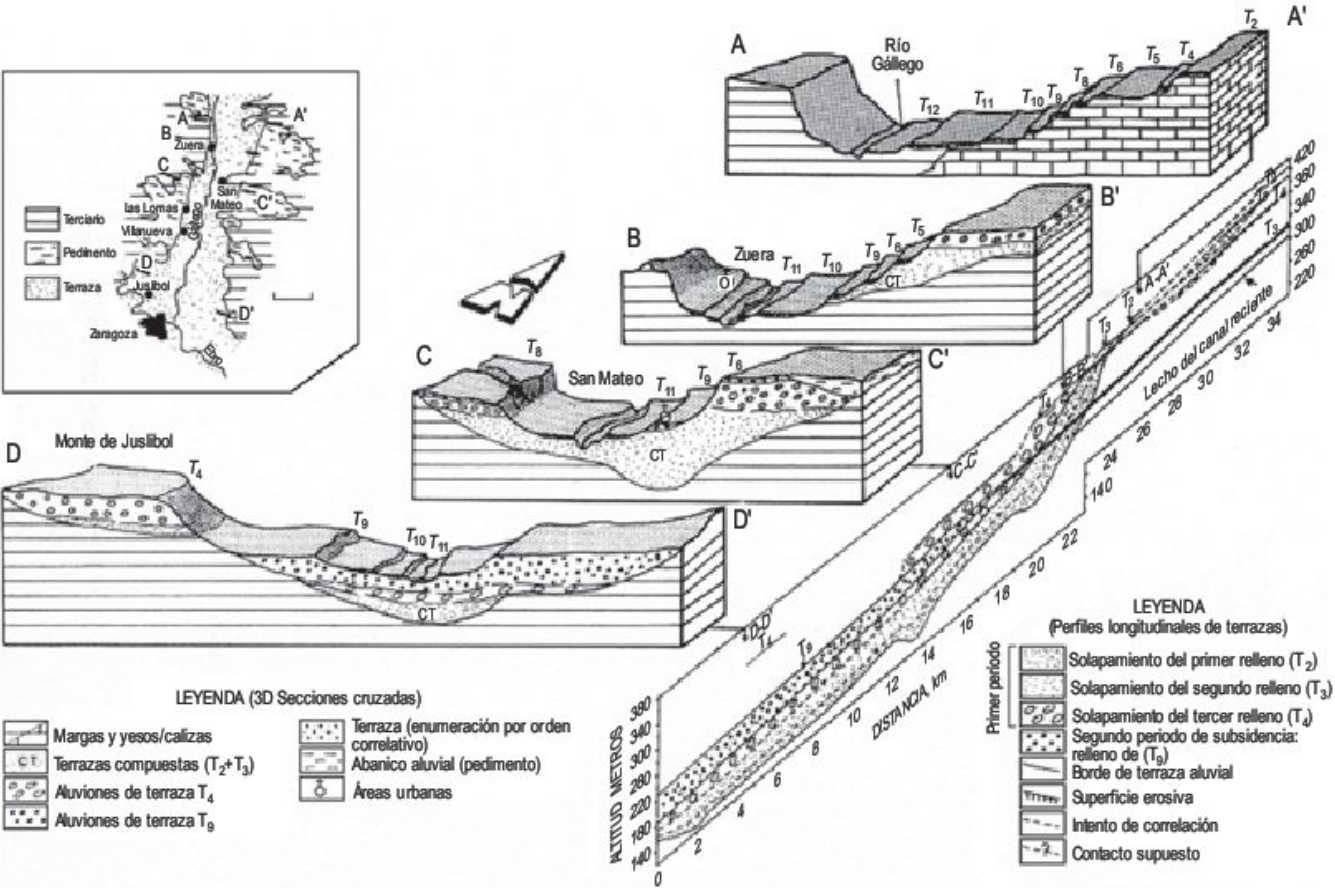
ter original del suelo, pero alguna evidencia de las mismas puede persistir. Así, por ejemplo, la presencia de caolinita en el suelo nos indica etapas húmedas, que pueden deducirse en depósitos y suelos de terraza en un clima árido. En el cambio contrario, de árido a húmedo, la montmorillonita se transforma en caolinita y no podemos deducir este cambio climático. La correlación de las terrazas con los avances de los glaciares suministra datos valiosos sobre los cambios climáticos.

La cronología de la denudación de William Morris Davis está basada en el supuesto de que las terrazas fluviales, como las marinas, son **talasostáticas**, se forman en relación con el nivel de base. Sin embargo, el desarrollo de las terrazas se debe básicamente a los factores tectónicos y climáticos. Las deformaciones tectónicas pueden afectar a las terrazas fluviales a través de los cambios diferenciales de gradiente (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). Los registros de las terrazas del río Rhin, señalan cambios climáticos y la historia erosiva de la región y también se reconocen levantamientos en las partes medias y subsidencia en las áreas más bajas del valle (Fairbrid-

ge, 1968b). También se conocen **terrazas múltiples**, como las del río Carrión (Cuenca del Duero, España) donde se registran 20 niveles de terrazas, en las que su origen, en parte, puede ser de carácter tectónico (Olivé *et al.*, 1982).

Se reconocen también en los sistemas fluviales **terrazas superpuestas**, que pueden originarse por un abombamiento cortical negativo y, lo que es más frecuente, por la disolución de evaporitas al llegar el río a estas formaciones. Se han publicado numerosos ejemplos en los ríos Jalón, Ebro, Gállego (provincia de Zaragoza) y Noguera-Ribargozana (provincia de Lérida) donde se ha originado una importante subsidencia en los depósitos aluviales en el curso del Cuaternario, pudiendo alcanzar los aluviones más de 100 m de potencia (Figs. 9.32 y 9.33), en ellos se pueden reconocer fuertes discordancias angulares (véase Capítulo 6) (Gutiérrez y Gutiérrez, 1998; Benito *et al.*, 1998a, 2000; Gutiérrez *et al.*, 2001, 2006; Guerrero *et al.*, 2004, 2006; Lucha *et al.*, 2008a) (Fig. 9.34).

La evidencia proporcionada por las terrazas fluviales puede ser compleja y difícil de interpretar. La erosión



**FIGURA 9.34** Secciones transversales del relleno de terrazas del río Gállego y perfiles longitudinales de las superficies de las terrazas y rellenos aluviales afectados por subsidencia debida a la disolución de evaporitas. Las terrazas en A-A' se han elaborado en terrenos terciarios formando un típico modelado abancalado. Aguas abajo de Zuera (B-B', C-C') el aluvial de las terrazas aumenta de potencia bajo la llanura de inundación actual. En la parte más inferior (D-D') están apiladas y superpuestas a aluviones más antiguos (constituídos por las terrazas  $T_2$  y  $T_3$ ) en discordancia angular o paralela. CT: terrazas complejas (Benito *et al.*, 2000).



puede hacer desaparecer terrazas antiguas y raramente se conserva la secuencia total de terrazas (Harden, 2004). Las terrazas en una cuenca de drenaje pueden responder más a factores locales que a cambios climáticos y tectónicos. La respuesta compleja (Schumm, 1975) de un sistema fluvial puede conducir a la formación de una pequeña terraza sin variables externas que las produzcan.

Las terrazas también pueden formarse catastróficamente, como las desarrolladas aguas arriba de Pyramide Lake (California, USA), donde se generaron seis niveles de terrazas bien diferenciadas en 44 años, cuando comenzó a descender el nivel del lago (Born y Ritter, 1970); el estudio se llevó a cabo por fotografías secuenciales y evidencias históricas.

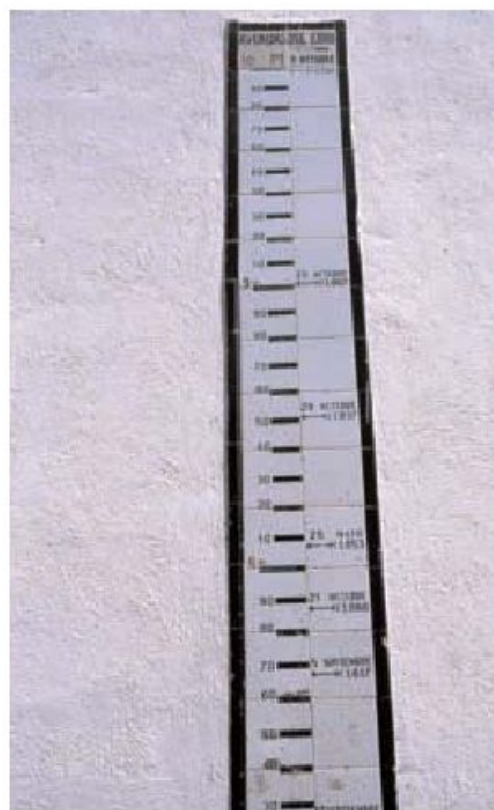
## 9.5 Inundaciones

### 9.5.1 Introducción

Se han propuesto numerosas definiciones de las inundaciones (Smith y Ward, 1998). La definición de Chow (1956) indica: «una inundación es un flujo relativamente alto que sobrepasa el canal natural por el que discurre la escorrentía». La descarga puede superar los  $1.000 \text{ m}^3/\text{seg}$ . Una descarga también puede describirse por su **periodo de retorno**, en el que una inundación de  $100 \text{ m}^3/\text{seg}$  se produce una vez cada 100 años (Wohl, 2004). Un área de drenaje de  $10\text{-}50 \text{ km}^2$  suele estar asociada con las inundaciones súbitas (*flash floods*). En los abanicos aluviales las inundaciones están en relación con grandes descargas a través del canal de desagüe y a partir del ápice adquieren el carácter de flujo no confinado, discurriendo laminarmente las aguas a través de la superficie del abanico aluvial. Las grandes inundaciones introducen enormes descargas en el sistema canal-valle (Baker y Costa, 1987). En algunos casos las inundaciones producen sorprendentemente escasa respuesta geomórfica (Costa, 1974) y, en otros casos, se observan espectaculares efectos (Baker, 1977; Gupta, 1988). Las investigaciones anteriores a la década de 1980 han tratado los aspectos morfológicos y sedimentológicos (Wolman y Gerson, 1978) y se han obtenido pocos datos cuantitativos sobre inundaciones cataclísmicas que tienen una respuesta en el modelado (Baker y Costa, 1987).

Se dispone de una importante documentación sobre las grandes catástrofes producidas por las inundaciones. La Biblia señala una inundación hace unos 3.000 años antes de Cristo, probablemente en las cuencas del Eufrates y Tigris, debida a intensas lluvias durante 40 días y 40 noches, que cubrió el mundo durante 150 días. Se destruyó todo tipo de vida, menos la existente en el Arca de Noé (Costa y Baker, 1981). Es bien sabido que los egipcios dependían de la inundación anual del río Nilo para regar y fertilizar sus tierras y la inundación producía un lavado de las sales de elevada solubilidad, las cuales se encontraban en superficie por ascenso capilar. También los limos y arcillas depositados fertilizaban los suelos (Schumm, 2005).

Las exploraciones de Hernando de Soto en 1543 se retrasaron un mes por las inundaciones del río Mississippi. Existen documentos que señalan inundaciones, en 1737 en la India, debidas a un ciclón tropical que produjo 100.000 muertos. También en épocas más recientes en China, las inundaciones de 1887 y 1931 causaron 900.000 muertos y 3,7 millones de pérdidas de vida, respectivamente. Estas estimaciones son muy aproximadas (Burton, 1989). En la Figura 9.35 se indican la altura de las avenidas del río Ebro en Zaragoza desde 1617.



**FIGURA 9.35** Escala en decímetros de las principales crecidas del río Ebro a su paso por Zaragoza. La máxima crecida alcanzó 10 m el 9 de octubre de 1787.



Por lo general, las inundaciones afectan a casi toda la longitud del río, pero existen excepciones. Por ejemplo, la inundación puede impactar la zona aguas abajo de un canal o una inundación de aguas arriba puede disipar sus efectos aguas abajo. Sin embargo, excepto para los eventos extremos que no solo modifican el canal, sino también el valle, los impactos son efímeros, siendo de poca magnitud las pérdidas de reajustes del canal durante la inundación (Schumm, 2005). Los canales fluviales en el Este de Australia disminuyen de tamaño aguas abajo, lo que es contrario a las reglas de la geometría hidráulica. Esto se debe a que las inundaciones desbordan el canal aguas abajo y los canales transportan solo una parte de la inundación (Nanson y Young, 1981). Durante las inundaciones, predomina la erosión cuando son de gran magnitud la velocidad y la energía de la corriente. Por ejemplo, durante la inundación Big Thompson de 1976 en Colorado, el canal alcanzó algo menos de 40 m de anchura, con pendientes de 0,02-0,04, y socavó fuertemente, mientras que en otros canales de 80 m de anchura, con gradientes <0,02, la erosión fue pequeña y la sedimentación se esparció. Todo ello se explica porque el canal aguas arriba es estrecho y profundo y se convirtió, aguas abajo, en un canal trenzado ancho (Wohl, 2000).

Las inundaciones son los riesgos naturales más letales y destructivos, que afectan tanto a países industrializados como a los que se encuentran en vías de desarrollo (McGuire *et al.*, 2004). En la década de 1980 se produjeron al menos 60 grandes desastres por inundación, causando la pérdida cada uno de ellos de más de 100 muertes y 10 de estos desastres se cobraron más de 1.000 vidas. Esto tuvo lugar en 17 países, fundamentalmente en Asia y Suramérica (UNEP, 1991). Es importante señalar, que aunque la mayoría de las inundaciones son más o menos fenómenos naturales (aunque intensificadas por las actividades humanas, tales como los cambios de uso del suelo) el riesgo de inundación surge cuando interfiere con las obras del hombre (Smith y Ward, 1998).

Una parte significativa de las investigaciones sobre las inundaciones se recogen fundamentalmente en los artículos de los libros editados por Baker *et al.*, (1988) y Beven y Carling (1989) y en el tratado de Smith y Ward (1998). Además existen numerosos volúmenes sobre riesgos naturales en los que se recogen aspectos geomorfológicos importantes de las inundaciones, así como las pérdidas de vidas humanas y materiales.

## 9.5.2 Tipos de inundaciones

Se diferencian aquellas que tienen lugar en el interior de los continentes (inundaciones fluviales) y las que afectan a las áreas costeras (inundaciones litorales).

Las **inundaciones fluviales** se producen básicamente en valles con llanuras de inundación como resultado del desbordamiento de los márgenes del canal o de diques artificiales. En condiciones húmedas, el nivel freático es

superficial y la respuesta a la crecida es rápida y suelen denominarse **inundaciones de nivel freático**. En condiciones secas la capacidad de infiltración suele ser mínima, la respuesta a las precipitaciones es rápida y se las conoce como **inundaciones súbitas** (*flash floods*). En estas zonas áridas, cuando no están claramente definidos los canales, se producen las **inundaciones en manto** (*sheet flooding*). En las áreas urbanas los grandes aguaceros desbordan las canalizaciones subterráneas y generan inundaciones (Smith y Ward, 1998).

Las **inundaciones litorales** se producen en áreas de costas bajas, incluyendo estuarios y deltas, por penetración de agua del mar superando incluso los diques artificiales. Las inundaciones directas tienen lugar cuando excepcionalmente grandes olas generadas por el viento se originan en bahías semicerradas durante las tormentas y mareas vivas. También se originan por tsunamis.

## 9.5.3 Causas y factores que intensifican las inundaciones

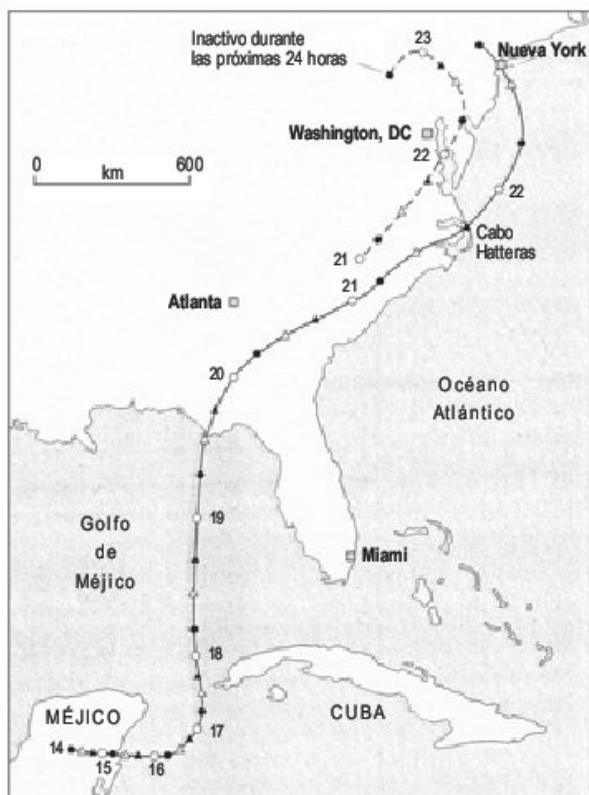
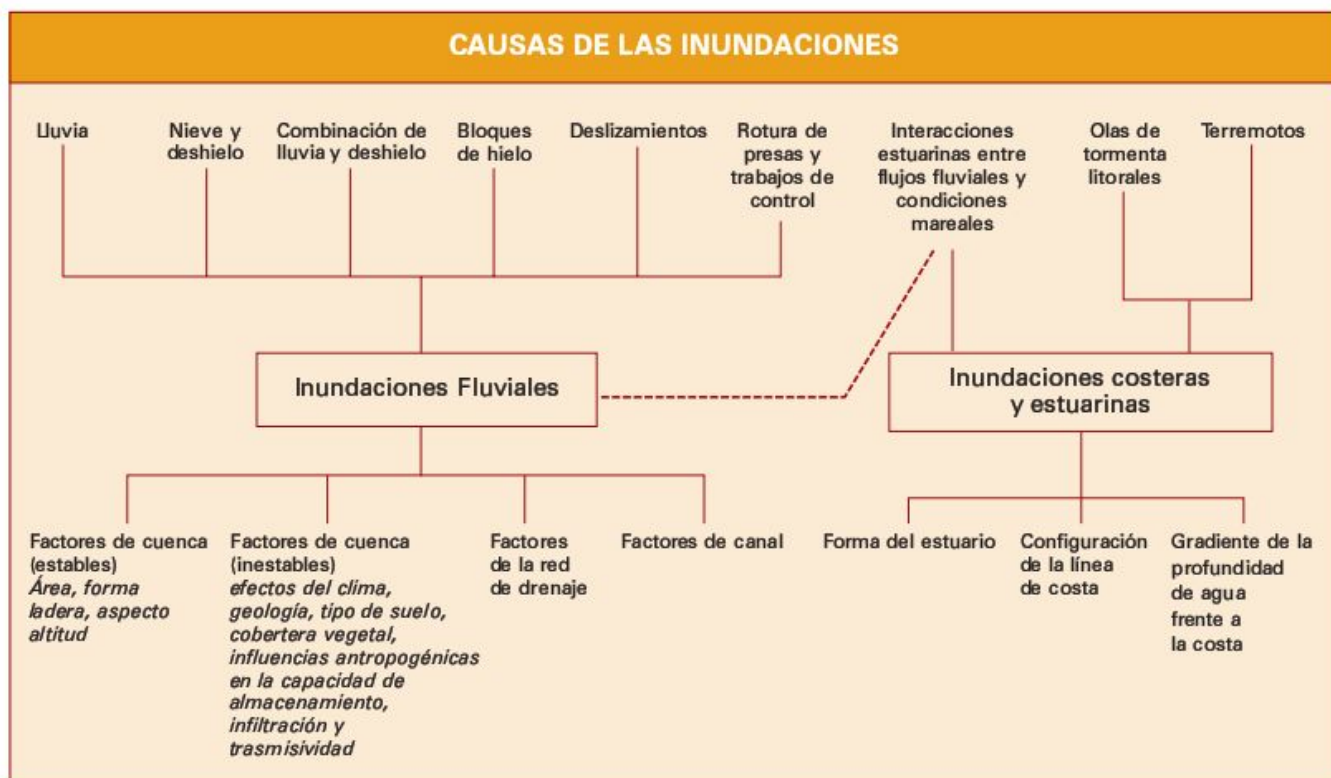
En la Tabla 9.1 se exponen las causas de las inundaciones y los factores que las acrecientan. La mayoría de las inundaciones fluviales se deben directa o indirectamente a eventos meteorológicos, como puede ser la precipitación de intensas lluvias durante un tiempo prolongado.

Entre los factores meteorológicos, las **tormentas convectivas**, localizadas e intensas, son más efectivas en la generación de inundaciones en pequeñas cuencas de drenaje. Estas precipitaciones se representan en un mapa de isoyetas. Las grandes **precipitaciones ciclónicas** (**borrascas**) producen precipitación de baja intensidad pero extienden la inundación sobre grandes cuencas de drenaje. Las tormentas ciclónicas de origen tropical producen algunas de las inundaciones mayores del mundo. El Ciclón Agnes fue de este tipo y afectó del 19 al 23 de junio de 1972 a la costa oriental de los Estados Unidos (Bailey y Patterson, 1975, Burton *et al.*, 1978) (Fig. 9.36).

Cuando la duración e intensidad de la precipitación exceden a la capacidad de infiltración del terreno, la escorrentía aumenta rápidamente. Si la precipitación se distribuye por igual en la cuenca no suele superarse la capacidad de infiltración, pero si se concentra en una pequeña área de la cuenca, se supera rápidamente la capacidad de infiltración y la escorrentía es muy elevada. Si además la tormenta se desplaza por el eje de la cuenca, producirá una gran inundación. Si la tormenta se mueve desde la cabecera a la desembocadura de la cuenca, la escorrentía desde la cabecera puede alcanzar la desembocadura a la vez que la escorrentía del área que rodea la desembocadura. El resultado es un gran pico de inundación. Cuando días antes de una gran tormenta han tenido lugar lluvias constantes, la capacidad de infiltración es baja y la respuesta es una gran avenida (Costa y Baker, 1981).



**TABLA 9.1** Causas de las inundaciones y factores que las intensifican (Smith y Ward, 1998).



**FIGURA 9.36** Trayectoria del Ciclón Agnes (14-23 de junio de 1972) (Bailey y Patterson, 1975).

La fusión de la nieve y del hielo en primavera y verano constituye otro de los orígenes. En zonas de invierno frío se puede producir un represamiento (*ice jam*) en los ríos por bloques de hielo (Thomas y Goudie, 2000; p. 264). Los grandes deslizamientos bloquean el curso fluvial, como el deslizamiento interglaciar de Flims (Suiza) (véase Capítulo 7). La rotura de presas también produce inundaciones, como la del río Roaring, en las Montañas Rocosas (Blair, 1987). Costa (1988b) analiza las características hidrológicas y geomorfológicas producidas por las roturas de presas.

De todas estas causas, el clima expresado en términos de temperatura y precipitación, junto con la cubierta vegetal, ejerce el control fundamental de la mayoría de las inundaciones. Durante el Holoceno, según Knox (1993, 1995), un pequeño cambio climático puede ser responsable de significativos ajustes fluviales. Las cronologías fluviales y las reconstrucciones paleohidrológicas también indican que los ríos responden muy rápidamente a cambios en las condiciones climáticas.

Las grandes inundaciones originadas por precipitaciones se localizan fundamentalmente entre 40° N y 40° S de latitud, normalmente cerca de los litorales en los que penetran masas de aire cálido en el continente, produciendo una intensa y extensa precipitación (Costa, 1987).

Las características de las inundaciones varían, en gran parte, en función de las áreas climáticas donde se desarrollan. Las inundaciones catastróficas o cataclísmicas



(Baker y Costa, 1987), generadas durante el Pleistoceno por la rotura de represamientos en hielo de agua de fusión glaciaria (Lago Missoula), en los grandes casquetes continentales, han dado origen a morfologías de enorme tamaño (*channel scabland*) en el noroeste de los Estados Unidos (Fig. 14.25) (Bretz, 1923; Baker, 1973). Las características y desarrollo de los sistemas fluviales de las zonas periglaciares han sido analizados y son función principalmente de la fusión del permafrost y de su intensidad. Muchos sistemas presentan una alimentación hídrica debida a la fusión de la nieve, grandes precipitaciones y una combinación de ambas. El curso alto del Río Mississippi presenta estas características y el 75% de todas las inundaciones tienen lugar durante los meses de marzo a julio (Knox, 1988).

En las zonas áridas, las civilizaciones más antiguas, ligadas a los ríos Eufrates-Tigris y Nilo, conocieron el poder y los efectos de las inundaciones. En la primavera de 1887 se produjo la inundación más catastrófica conocida. El río Amarillo o Huang Ho (China) se desbordó y perecieron entre 1,5 y 7 millones de personas (Davis, 1992). Afectó a 2.000 ciudades y pueblos y las pérdidas materiales fueron muy elevadas. En septiembre de 1911 se produjo la inundación del Río Yangtze, que afectó a cuatro provincias chinas; perdieron la vida unas 200.000 personas y quedaron medio millón sin hogar. En Farahzad (Irán) el 17 de septiembre de 1954 fallecieron 2.000 peregrinos, acampados en una estrecha garganta al sorprenderles una inundación súbita.

En la cuenca del Río Finke, en clima semiárido de Australia central, las inundaciones fueron causadas por lluvias diseminadas y los picos de descarga alcanzaron  $1.200 \text{ m}^3/\text{seg}$  (Williams, 1971). Estos valores son similares en su tamaño con las inundaciones del Wadi El Arish, durante 21-25 de 1975, en la zona hiperárida del desierto del Sinaí (Shick, 1988).

Las inundaciones constituyen el riesgo geomorfológico más frecuente de los trópicos húmedos, debido a las intensas y prolongadas lluvias que tienen lugar en estas áreas. La utilización de las llanuras de inundación para la obtención de recursos agrícolas conduce a un incremento considerable del riesgo. Como consecuencia de las inundaciones, en Asia, por término medio, sufren anualmente importantes daños 4 millones de hectáreas de tierra, que afectan a 17 millones de personas (Reading *et al.*, 1995).

Las nubes convectivas son las mayores productoras de lluvia en las regiones tropicales de latitud baja. En la Figura 18.52 se representa la distribución global de tormentas con distintos tipos de frecuencia: más de 100, entre 50 y 100, entre 20 y 50 y menos de 20 tormentas por año (Lamb, 1972). Se observa una franja de mayor frecuencia de tormentas en áreas próximas al Ecuador. Las precipitaciones en los trópicos están asociadas con la convergencia de masas de aire entre los dos hemisferios (Zona de Convergencia Intertropical), con los ciclones tropicales y el efecto orográfico (Hayden, 1988). En el primer tipo, la convergencia y elevación del aire produce una banda nubosa

alrededor del Ecuador. La variación estacional de este cinturón de nubes da lugar a lluvias monzónicas, que en Asia se desarrollan de junio a septiembre, reconociéndose una media de 7 depresiones monzónicas por año (Gupta, 1988). A veces estas lluvias pueden tener una duración de 9 días. Los ciclones se desplazan de este a oeste y las máximas precipitaciones tienen lugar en las islas o márgenes continentales, donde la superficie terrestre recalentada y los relieves existentes realzan los movimientos ascendentes e intensifican la convectividad (Hayden, 1988). En Cilaos, Isla Reunión, se produjeron en un día 1870 mm de lluvia (Gupta, 1988). A los ciclones tropicales con vientos superiores a  $116 \text{ km/h}$  se les denomina huracanes y en Asia oriental se les conoce como tifones. El efecto orográfico se manifiesta por el ascenso de masas de aire que se condensa, generándose las máximas precipitaciones diurnas durante el periodo de mayor calentamiento solar.

Las estaciones de aforo en los trópicos húmedos son escasas y generalmente están situadas en los grandes ríos; por consiguiente, los registros de las grandes inundaciones son muy limitados. Sin embargo, se conocen mucho mejor los periodos de retorno de las precipitaciones intensas y se pueden relacionar estos valores con los de las grandes inundaciones, con lo cual podemos disponer de datos aproximados (Gupta, 1988).

En zonas urbanizadas la hidrología de las cuencas de drenaje sufre profundas modificaciones, debido fundamentalmente a la superficie impermeable de las calles y tejados, que incrementan la frecuencia de las inundaciones (Leopold, 1968). Estos cambios hidrológicos producidos por la urbanización afectan a las áreas urbanas cuando la red de canales y alcantarillado son insuficientes para evacuar el agua, produciéndose entonces inundaciones en las ciudades, como sucede esporádicamente en Kuala Lumpur (Malasia) y Singapur (Gupta, 1984, 1993).

La frecuencia de los eventos de alta magnitud es mayor en las zonas tropicales húmedas (Wolman y Gerson, 1978). La precipitación se alcanza con los ciclones tropicales y en las épocas de los monzones (Gupta, 1988). Todos los ríos tropicales presentan picos de descarga variables durante la estación de lluvia, aunque algunos tienen dos picos, uno principal y otro secundario a lo largo del año (Latrubese *et al.*, 2005).

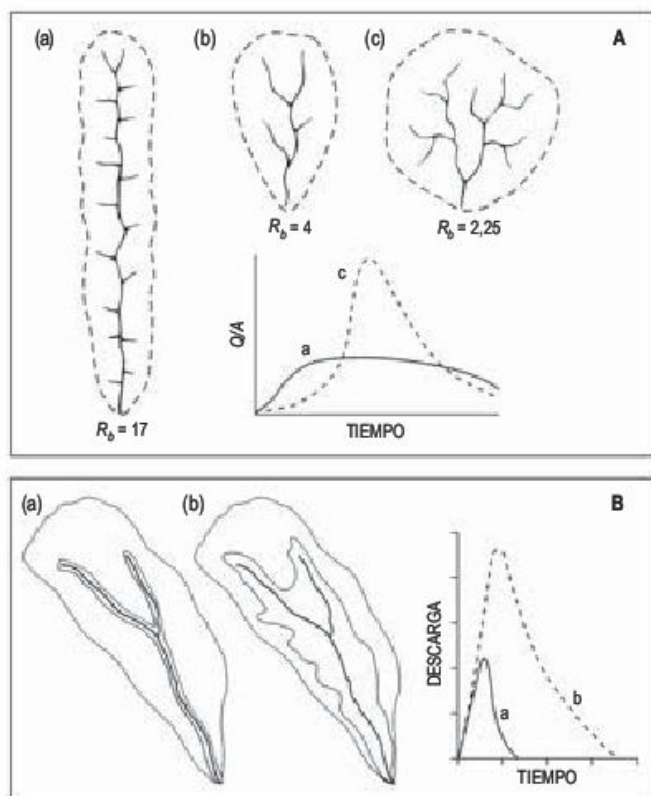
Las inundaciones del Río Branco, al oeste de Brasil, con unos 200 mm de precipitación, presenta todos los años picos de descarga superiores a  $800 \text{ m}^3/\text{seg}$ , llegando a alcanzar  $1914 \text{ m}^3/\text{seg}$  el 17 de febrero de 1988. La deforestación, todavía no muy intensa, y el uso agrícola de la llanura aluvial, han incrementado el pico de inundaciones (Latrubese *et al.*, 2000). La inundación de 1982/1983 del río Paraná ha sido estudiada por Francesco *et al.*, (2002) en la región Argentina. Las precipitaciones medias anuales son de unos 2.000 mm en Paraguay y Brasil, mientras que en el área argentina son de de 1.200-1.400 mm. Los caudales alcanzaron  $60.200 \text{ m}^3/\text{seg}$  en Corrientes (Argentina) en julio de 1983. El total del área



afectada por la inundación fue de 3.337.000 ha y los daños económicos alcanzaron 1.800 millones de dólares.

Las inundaciones pueden acrecentarse por numerosos factores (Tabla 9.1). Las inundaciones fluviales pueden intensificarse por factores asociados con la cuenca de drenaje, con los canales y su red (Patton, 1988). El área es importante en tanto en cuanto es receptora de una mayor precipitación, aunque en ocasiones la lluvia no cubre toda la cuenca. La combinación de la forma de la cuenca y del sistema de drenaje influye en los máximos o picos de la inundación (Fig. 9.37). Algunas de las más complejas relaciones, como las relativas a factores inestables de la cuenca, tienen una influencia significativa sobre tres variables hidrológicas importantes: almacenamiento del agua, infiltración y transmisividad.

Una vez que la precipitación llega al suelo, la conversión en un flujo fluvial depende de las características físicas de la cuenca de drenaje y de los canales fluviales. Rodda (1969) separa los diversos controles de respuesta a la inundación en dos categorías principales: transitorias y permanentes. Las primeras representan factores climáticos y las permanentes están asociadas con las características de la cuenca de drenaje. Es difícil establecer una cuantificación de cada factor debido a su estrecha dependencia.



**FIGURA 9.37** Ejemplos de intensificación de erosiones fluviales: (A) Relaciones entre forma de la cuenca, relación de bifurcación ( $R_b$ ) y máximos de inundación (Smith y Ward, 1998). (B) Efectos de la variación del área sobre los máximos de inundación (Strahler, 1964).

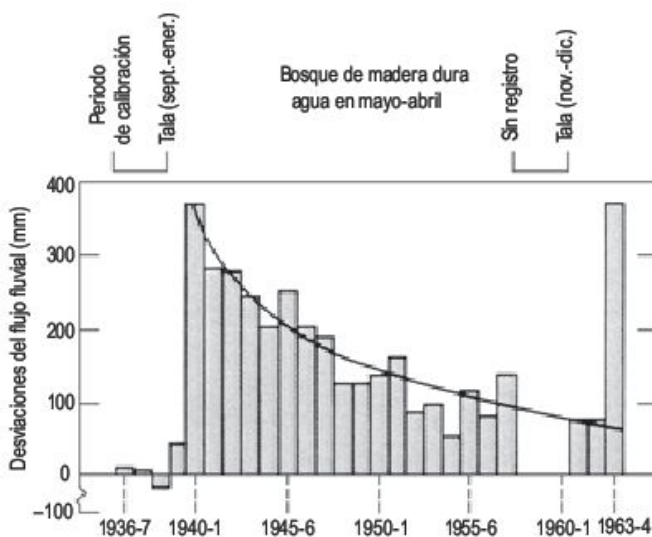
El uso del suelo de la cuenca es un importante control. Hubbert (1967) documentó el cambio en la producción de agua después de una tala de árboles (aumento del agua) y una reguerrización posterior (Fig. 9.38).

Las laderas abruptas aumentan la velocidad del flujo superficial y se disminuye la infiltración. La orientación puede dar lugar a diferentes densidades de vegetación y de potencia del coluvión (Linsley *et al.*, 1975). Una pequeña parte de la lluvia cae directamente al canal. Otra es interceptada, sobre todo en los primeros momentos de la precipitación, por la vegetación y otros obstáculos (10-20% de precipitación en bosques). Luego se infiltra y puede moverse lateralmente llegando al canal. Si alcanza el nivel freático, forma parte de la alimentación de las aguas subterráneas a los canales fluviales, que es la más importante para mantener el flujo fluvial durante los periodos secos. Finalmente, cuando la capacidad de infiltración del terreno se supera, el **agua fluye superficialmente** en finas hojas de hasta 1 cm, a velocidades de 10-500 m/hora hacia pequeños regueros y canales (Fig. 9.39) (Costa y Baker, 1981).

En áreas con materiales permeables (depósitos glaciares, loess, etc.), como en el centro-norte de Estados Unidos, los picos de inundaciones son pequeños, ya que poseen una gran capacidad de infiltración y migración del agua en la zona vadosa, mientras que en coberturas superficiales delgadas o ausentes los picos son mayores para la misma cantidad de precipitación.

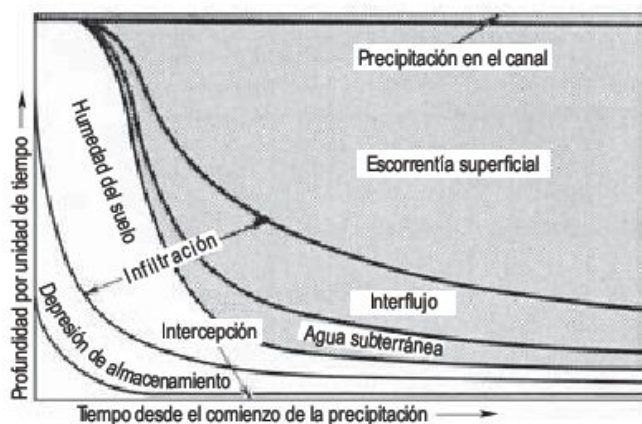
### 9.5.4 Magnitud y frecuencia de las inundaciones

Entre las características más interesantes para la planificación y la ingeniería se encuentra la altura del agua fuera del canal, que determina la extensión del área inundada, y el tiempo que permanecen las aguas de inundación fue-



**FIGURA 9.38** Incremento de la cantidad de agua después de talar el bosque (Hubbert, 1967).





**FIGURA 9.39** Esquema que indica la distribución de la precipitación de tormenta. La zona sombreada señala la contribución del agua al flujo fluvial (Linsley *et al.*, 1975).

ra del canal. La inundación del Mississippi de 1973 tuvo semanas de permanencia fuera del canal, mientras que en las inundaciones de otros ríos solo se mantienen unas horas.

La descarga del canal es el producto de la sección por la velocidad media y se expresa en  $\text{m}^3/\text{seg}$ :

$$Q = A \cdot V = a \cdot d \cdot v$$

en la que  $a$  es la anchura del canal,  $d$  es la profundidad media. Se mide varias veces al año en las estaciones de aforo (Fig. 9.40) y cada vez que se obtiene una medida del caudal se toma la altura de la superficie del agua y se obtiene una curva de altura/caudal. Como en la estación de aforo se tiene un registro continuo de la altura, se puede convertir fácilmente en  $Q$  utilizando la curva.

La variación de la descarga con el tiempo en un punto representa un **hidrograma** (Díez Herrero, 2002). La forma y dimensiones del hidrograma están influenciadas por la distribución espacial y temporal de las lluvias de tormenta y por las características físicas de la cuenca. El pico

de inundación es el tiempo en el que la cantidad de agua ha alcanzado su máximo y el factor tiempo de retraso es el intervalo entre la máxima precipitación y el tiempo del pico de inundación (Fig. 9.41).

Es importante conocer la magnitud y frecuencia de las inundaciones, entre otras cosas, para el diseño de estructuras hidráulicas, ya que éstas se basan en la magnitud de la inundación y en el periodo de retorno (Costa y Baker, 1981). Las inundaciones catastróficas se producen por tormentas de gran intensidad, poco frecuentes, y las más pequeñas se originan por tormentas convectivas súbitas locales, de mayor frecuencia que las anteriores.

Como hemos indicado podemos calcular el caudal del agua en la curva caudal-altura. Se debe efectuar un listado de los caudales máximos anuales y pueden representarse en una curva caudal-frecuencia para obtener el **intervalo de recurrencia** ( $R$ ) para cada caudal a partir de la relación:

$$R = N + 1/M$$

en la que  $R$  es el intervalo de recurrencia en años (Fig. 9.42),  $N$  el número de años de registro y  $M$  el caudal de cada uno de los años registrados. Lo recíproco del intervalo de recurrencia expresado en años es el **periodo de retorno** ( $R = 1/P$ ), siendo  $P$  la probabilidad de que un flujo sea igual o superior a un año. Por ejemplo, el flujo con un 20% de probabilidad de igualar o exceder a cualquier año tiene un  $R$  de cinco años (Costa y Baker, 1981; Keller y Blogett, 2006). Es importante señalar que una vez que ha tenido lugar una inundación, su intervalo de recurrencia permanece igual.

Normalmente, el periodo de retorno de las inundaciones catastróficas puede ser largo si se compara con los registros históricos. En este caso, el mejor método para estimar el riesgo de inundaciones es el estudio del registro estratigráfico del Holoceno. Los restos de carbón ( $^{14}\text{C}$ ), arqueológicos (edad relativa) y arenas fluviales (OSL) proporcionan una cronoestratigrafía valiosa para establecer periodos de retorno (Smith y Ward, 1998).

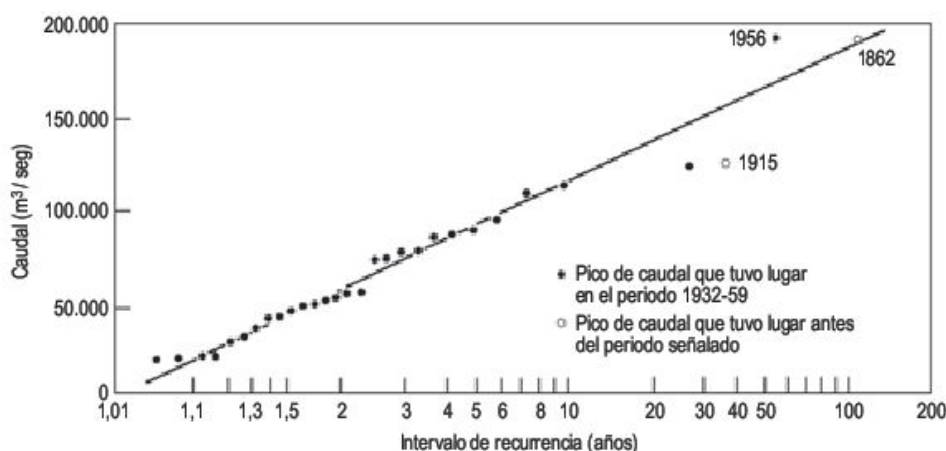


**FIGURA 9.40** Estación de aforo en el río Cabriel. El Cañizar, provincia de Cuenca (España).





**FIGURA 9.41** Típico hidrograma de inundación en el que se indican las características más importantes (Costa y Baker, 1981).



**FIGURA 9.42** Curva de frecuencia de inundaciones del río Eelen, Scotia, California (Estados Unidos). Servicio Geológico de los Estados Unidos (en Bolt *et al.*, 1975).

Cuando no se dispone de datos de flujo fluvial, las observaciones indican que la anchura del canal es mucho menos variable que la profundidad o área de la sección transversal. Así, se utiliza la anchura del canal para determinar, como una variable independiente, los datos de inundaciones, tales como magnitud de inundaciones de 10 a 50 años. Los resultados obtenidos son buenos en zonas áridas (Costa y Baker, 1981).

### 9.5.5 Cartografía de áreas con riesgo de inundación

En la obtención de mapas de riesgo de inundación hay que tener presente aspectos muy diferentes, debido a la necesidad de aplicación de métodos y técnicas de diversas materias. La cartografía geomorfológica de zonas inundables es un método de gran utilidad, puesto que proporciona el mapa de zonas de inundación. Los métodos estratigráficos, ya señalados, proporcionan una importante ayuda para obtener los intervalos de recurrencia. A estos métodos hay que añadir las imágenes de satélite (Brown *et al.*, 1987).

También se pueden utilizar modelos digitales de simulación. Igualmente, pueden ser muy valiosas las fechas obtenidas de archivos. Los mapas a escala 1:25.000 son los más utilizados y constituyen un documento básico para el conocimiento de las inundaciones (Martínez *et al.*, 1987).

Además del análisis del hidrograma, caudal, altura y volumen de agua, hay otras dimensiones de la inundación, como la velocidad de las aguas de inundación y la estacionalidad de las mismas, que son de igual importancia para el entendimiento de las inundaciones. Los grandes ríos alcanzan sus picos durante las estaciones de inundación. Las grandes inundaciones suelen tener un periodo de retorno largo. Por consiguiente, hay que tener en cuenta estas características en la cartografía de las áreas sujetas a inundación. Los primeros mapas de límites de inundación se llevaron a cabo en 1959 por el United States Geological Survey.

Las inundaciones tienen lugar fundamentalmente en las llanuras de inundación, que constituyen zonas de gran valor potencial y de considerable ocupación humana, ya que en ellas se encuentran agua, buenos suelos, materia-

les de construcción, zonas muy aptas para el transporte, etc. En los Estados Unidos se invierten 1.000 millones de dólares cada año en controlar las inundaciones. El United States Water Resources Council y el Federal Insurance Administration han adoptado como nivel de riesgos el intervalo de recurrencia de 100 años para el Federal Flood Insurance Programme. Esta cifra representa un compromiso entre las grandes inundaciones catastróficas de muy poca probabilidad y las inundaciones más frecuentes que producen daños continuos a la propiedad. Este límite parece moderado, ya que las dos terceras partes de las pérdidas por inundaciones tienen intervalos de recurrencia de 1 a 10 años (Costa y Baker, 1981).

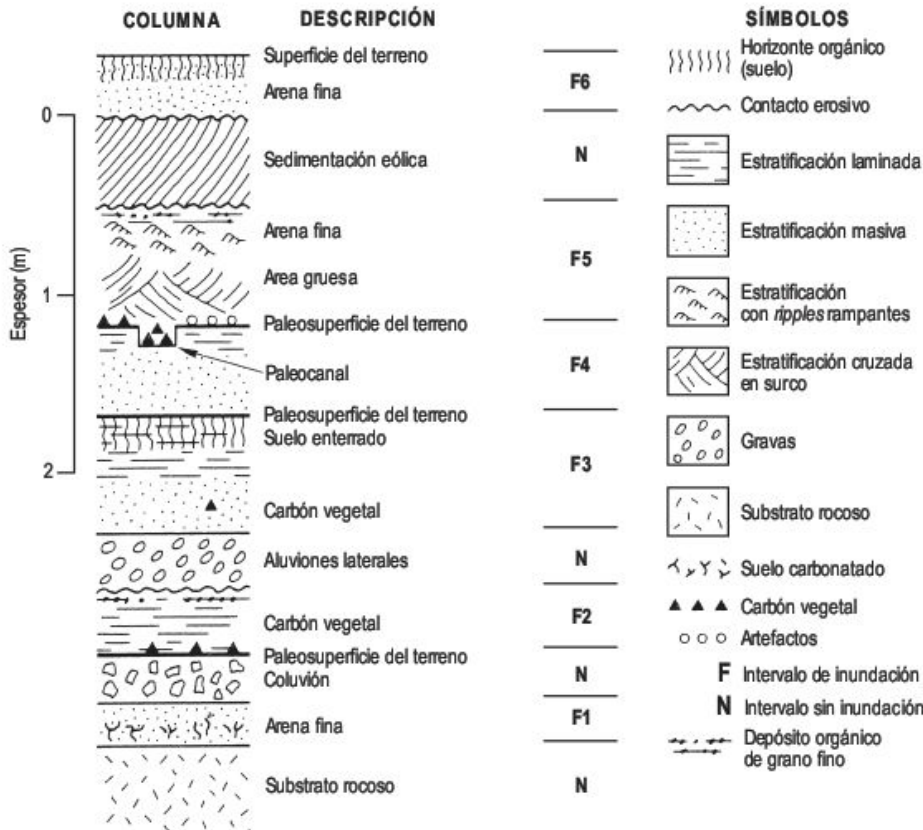
Se utilizan varios métodos para cartografiar los límites de las inundaciones. Los basados en topografías muy detalladas (método ingenieril hidrológico-hidráulico) son muy costosos. Existen otros menos onerosos (fisiográfico, edafológico, de vegetación, etc.), que cuando se utilizan combinados son los más adecuados. En Costa y Baker (1981, p. 372-379) se describen más ampliamente. En el trabajo de Cendrero *et al.* (1987) se lleva a cabo una cartografía detallada de riesgos geológicos para la planificación urbana y rural en Vizcaya (España).

### 9.5.6 Paleohidrología

La hidrología de las inundaciones estudia las inundaciones del pasado que han tenido lugar antes de la medida directa

por procedimientos hidrológicos modernos o por documentación de otros registros humanos. Al primer tipo se le denomina de registros instrumentales y, al segundo, registros de inundaciones históricas (Baker, 1989, 1998, 2003; Baker *et al.*, 2002; Benito, 2002, 2004; Benito *et al.*, 1998b, 2004c,d; Díez-Herrero *et al.* 1998). El incremento de los estudios de paleohidrología se debe a los trabajos de los pioneros G. A. Dury y S. S. Schumm en la década de los sesenta (Williams, 1988).

Las secuencias de unidades de múltiple sedimentación pueden registrar varias paleoinundaciones, término acuñado por Leopold y Miller (1954), algunas veces intercaladas con unidades generadas sin inundación (Figs. 9.43 y 9.44). En esta figura idealizada se pueden observar el número de intervalo de inundaciones (Baker, 1989), deducidas en un ambiente de aguas estancadas (Kochel y Baker, 1988). Es fundamental efectuar dataciones precisas de los eventos de paleoinundaciones. Se dispone de una gran variedad de procedimientos: materiales arqueológicos, dendrocronología, termoluminiscencia y datación por radiocarbono. En la Figura 9.45 se representan las distribuciones de la curva de frecuencia de inundaciones para el Creek Raccoon, en Moffatts, Pennsylvania. Hay numerosas distribuciones: Gumbel (G), log. Dumbel (L) y log. Pearson III (P). La distribución Gumbel se utiliza para datos fehacientes con un nivel del 95%. Todos ellos son métodos derivados de la estadística en los que está implicada la extrapolación de numerosos datos (Llamas, 1993).



**FIGURA 9.43** Columna estratigráfica idealizada de una secuencia de aguas estancadas (*slackwater*) que contiene seis depósitos de inundaciones (numerados de F1 a F6) y varios depósitos originados en medios no estancados (N). Los símbolos de la parte derecha indican la complejidad de esta hipotética sección (Baker, 1989).

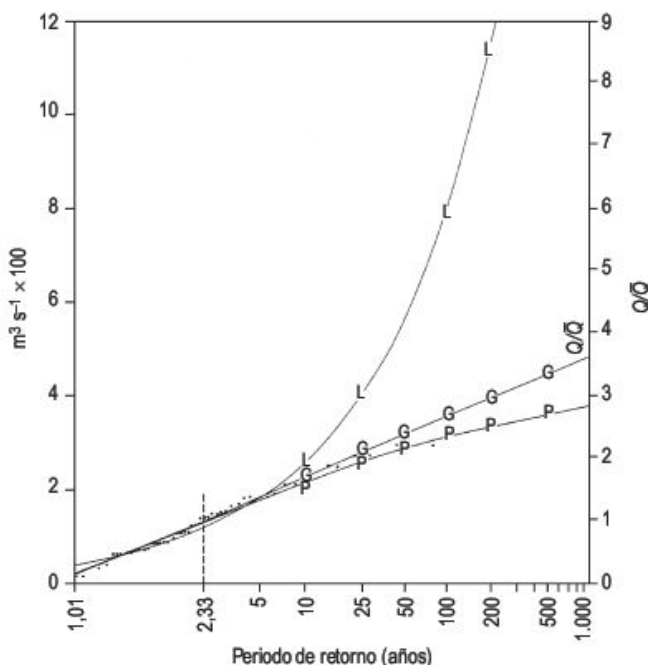




**FIGURA 9.44** Secuencia fluvial con inundaciones. Nahal Zin, desierto del Negev (Israel).

Es importante conocer las edades de estas paleoinundaciones con el fin de compararlas con los **cambios climáticos** conocidos. Benito *et al.*, (1996, 1998b) y Benito (2002) estudian las paleoinundaciones del río Tajo en el centro de España. Indican que se reconocen inundaciones por registros históricos y geológicos con edades: 1150-1290 d.c., 1400-1500 y 1850-1990. El primero de estos periodos corresponde con la transición climática del final del Periodo Cálido Medieval o Pequeño Óptimo Climático (desde 900-1000 d.c. a 1200-1300) (Hughes y Díaz, 1994). Las inundaciones se produjeron a final de otoño e invierno. El segundo periodo se caracteriza por condiciones húmedas y cálidas (Font, 1988), que precede al clima muy frío de Pequeña Edad del Hielo (1600 a 1800-1900 d.c.) (Grove, 2004). El tercer periodo coincide con una variedad de temperaturas desde frío (1820 d.c.) a cálido (1885), volviendo al frío (1915 d.c.).

La ciencia de la hidrología de las inundaciones ha madurado de tal forma que se considera imprescindible para entender la hidrología de las grandes y raras inundaciones. Éstas están incrementando y constituyen riesgos para la



**FIGURA 9.45** Representación de puntos Gumbel (G), log. Gumbel (L) y log. Pearson tipo III, para el Creek Raccoon en Moffatts Mill, Pennsylvania. Área de la cuenca: 461 km<sup>2</sup> (Reich, 1973).

población humana. **A nivel global**, en las tres últimas décadas, se ha producido un considerable avance con la obtención de edades de paleoinundaciones, cuantificación de las magnitudes y dinámica de los procesos de las paleoinundaciones y, finalmente, en la elaboración de modelos de riesgo. También proporcionan datos muy valiosos sobre el cambio ambiental global (Baker, 2006).

En **Europa** se han realizado un gran número de dataciones por radiocarbono de unidades fluviales en Gran Bretaña, Polonia y España y se han efectuado con el fin de investigar las relaciones entre cambio ambiental, inundaciones y dinámica de los ríos holocenos (Benito, 2003; Brown, 2003; Macklin, 2006). Las edades de <sup>14</sup>C de las secuencias fluviales coinciden con una modificación en la velocidad de sedimentación. Las múltiples fases de frecuencia de inundaciones más importantes se caracterizan por una erosión acelerada y sedimentación en las llanuras de inundación. Se reconocen quince periodos de máxima inundación, once coinciden con fases de máximo nivel de los lagos en Europa central. Esto demuestra un control climático, que se reconoce en la respuesta de los ríos al cambio climático, que es más rápida en los ríos que en los sistemas lacustres.

Thorndycraft y Benito (2006) a partir de 74 dataciones de radiocarbono en **medios fluviales holocenos en España**, identifican varios periodos de incremento de la actividad fluvial que tienen una buena correspondencia con lo señalado por Bond *et al.*, (2001) en el estudio de los testigos del Atlántico Norte. Las máximas inundacio-



nes holocenas coinciden con fases climáticas frías durante 9530-9280, 2880-2430 y 520-265 cal. años BP. Se reconoce otra fase fría durante 10855-10230 y otras fases cálidas en 9030-8780 y 975-790 cal. años BP.

La teoría del **efecto invernadero**, enfatizado por el hombre, señala que el ciclo hidrológico se acelerará. Los estudios recientes en Norteamérica y Europa no encuentran evidencia de un incremento en la frecuencia o magnitud de las inundaciones en el siglo XX, aunque se observa un aumento bajo a moderado en el flujo de los cursos fluviales (Lins y Cohn, 2003). Los autores concluyen que el calentamiento por efecto invernadero inducido por el hombre es probable que produzca cambios significativos en los regímenes fluviales medios, más que cambios hidrológicos extremos (Lins y Cohn, 2003).

Los resultados de las investigaciones de seis importantes grupos de trabajo permiten establecer un protocolo en el que se recomienda el uso de los eventos hidrológicos pasados relacionados con el entendimiento del cambio global, para intentar comprender las relaciones entre ellos (Gregory *et al.*, 2006).

El interés científico y tecnológico de los estudios de paleoinundaciones es evidente por la estimación de los periodos de retorno utilizados para diseños de la construcción y riesgos de planificación que pueden soportar los datos obtenidos (Thorndycraft *et al.*, 2003). También en el aspecto aplicado, se debe considerar la simulación del comportamiento hidrológico a largo plazo, con el fin de ubicar adecuadamente los repositorios subterráneos de residuos de baja y alta actividad y estimar el riesgo de inundación (Baker, 1998).

# 9.6 Riesgo de inundaciones

De todos los riesgos naturales, las inundaciones producen la mayor parte de las pérdidas humanas y materiales, que Burton *et al.* (1978) estiman en un 40%. Si se consideran las últimas 20 inundaciones que han producido una mayor mortandad, se obtiene una cifra de 7 millones de pérdidas de vida (Tabla 9.2) y en el periodo 1900-1999 las inundaciones produjeron 103.870 muertes y afectaron a más de 1.500 millones de personas, con un

coste de 243.000 millones de dólares (McGuire *et al.*, 2004). Las inundaciones afectan a todos los países del mundo, aunque la tercera parte de los grandes desastres se encuentran en Asia. La inundación reciente más destructiva que ha tenido lugar en el año 2000 en Europa central produjo 230 muertes y pérdidas económicas de 55.000 millones de euros (Benito y Thorndycraft, 2004b).

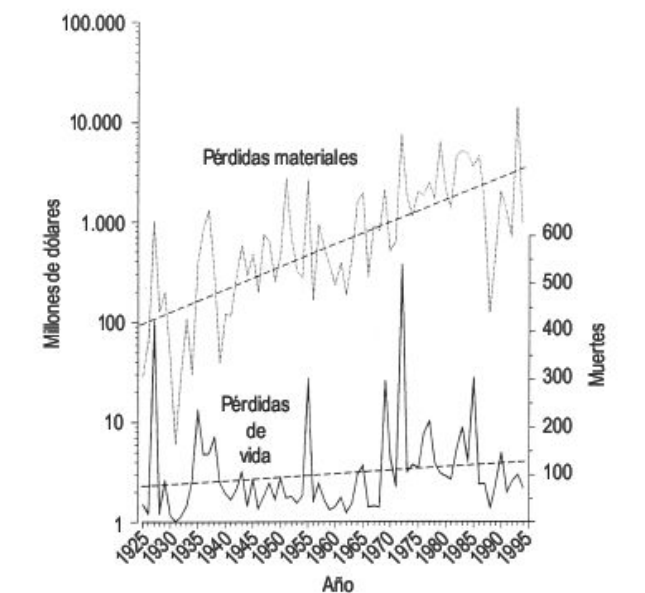
**TABLA 9.2** Inundaciones con pérdidas de vida desde 1900 (McGuire *et al.*, 2004).

FACTORES QUE INTENSIFICAN LAS INUNDACIONES			
Año	País (lugar)	Muertes	Causa
1931	China (Yangtze)	3.700.000	Inundación fluvial
1959	China (norte)	2.000.000	Inundación fluvial
1938	China (Huango)	500.000	Rotura de presa
1970	Bangladesh	300.000	Olas de tormenta
1935	China	142.000	Inundación fluvial
1991	Bangladesh	138.866	Olas de tormenta
1908	China (Yangtze)	100.000	Inundación fluvial
1911	China (Yangtze)	100.000	Inundación fluvial
1949	China	57.000	Inundación fluvial
1949	Guatemala	40.000	Inundación fluvial
1954	China (Dongting Lake)	40.000	Inundación fluvial
1999	Venezuela	30.000	Inundaciones súbitas y <i>debris flows</i>



Las más frecuentes inundaciones y de mayor riesgo se producen en las llanuras de inundación de los ríos y en costas de baja altura. El riesgo es elevado, ya que son zonas de gran población y con importantes recursos (Tabla 9.3). En una época de extraordinario esfuerzo humano para controlar el medio natural, los riesgos, a nivel global, se están incrementando, de tal forma que se está produciendo una gran cantidad de pérdidas humanas en los países menos desarrollados y las pérdidas sufridas por estos sucesos extremos son pequeñas. El 95% de los desastres relacionados con muertes se encuentran entre las dos terceras partes de los habitantes del mundo, que están ocupadas por los países en vías de desarrollo. Por el contrario, las tres cuartas partes de las pérdidas materiales se producen en los países ricos (Burton *et al.*, 1978).

En líneas generales, la información más real sobre las pérdidas por inundaciones se dispone únicamente en algunos países desarrollados. En la Fig. 9.46 se indican las pérdidas por inundaciones en los Estados Unidos para el periodo 1925-1994. A pesar de las grandes variaciones interanuales hay una clara tendencia ascendente de las pérdidas materiales, como consecuencia de un mayor bienestar de la población. El pico de 1993 se debe a las grandes inundaciones del Mid-West, previa a las también impor-



**FIGURA 9.46** Muertes y pérdidas económicas anuales producidas por inundaciones en Estados Unidos en el periodo 1925-1994. Las pérdidas materiales se han calculado tomando como valor el dólar en 1990 (United States Department of Commerce, en Smithy Ward, 1998).

**TABLA 9.3** Principales pérdidas económicas y aseguradas debidas a inundaciones (McGuire *et al.*, 2004).

Año	País	Pérdidas económicas (millones de US\$)	Pérdidas aseguradas (millones de US\$)
1998	China (Río Yangtze)	30.000	1.000
1996	China (Río Yangtze)	26.500	400
1993	Estados Unidos (Cuenca del Mississippi)	16.000	1.000
2002	Alemania, Austria, República Checa, Hungría	13.500	3.100
2000	Europa (Italia, Francia, Suiza)	8.500	420
2003	China (Ríos Yangtze, Huaihe)	8.000	
1993	India y Nepal	7.100	
1995	China (Río Yangtze)	6.720	
1997	Europa Central y del Este	5.900	795
2002	Europa (Italia, Alemania, Austria, República Checa), Rusia, Ucrania	5.100	193
1995	Oeste de Europa (Alemania, Francia, Bélgica, Holanda)	3.500	950
1953	Holanda, Reino Unido	3.000	
1998	Argentina	2.500	
1997	Estados Unidos (Dakota del Norte) y Canadá (Manitoba)	2.000	400
1997	Estados Unidos (Washington, Oregón, California, Idaho, Nevada)	2.000	400
2000	Reino Unido	1.500	1.090
2002	Sur de Francia	1.200	700

tantes de 1972 (Ciclón Agnes). Sin embargo, el número de pérdidas de vida se debe a la larga trayectoria del Ciclón Agnes, de Florida a Nueva Cork (Smith y Ward, 1998).

Los efectos directos de las inundaciones incluyen daños a viviendas, edificios públicos e industriales. Los efectos indirectos incluyen pérdidas en agricultura (Fig. 9.47), producción industrial y comercial, pérdidas de cabezas de ganado, carreteras cortadas (Fig. 9.48). También las vías de ferrocarril pueden quedar colgadas por la profunda incisión de los ríos (Fig. 9.49). La elevada energía de la corriente con los clastos que transporta puede producir la rotura parcial de un puente (Fig. 9.50). Se pueden generar importantes acreciones de sedimentos en un puente construido hace 30-40 años, en los que el fondo de la carga tractiva casi enrasa con el nivel de tránsito del puente (Fig. 9.51). Los impactos secundarios son aguas de suministro contaminadas, carestía de alimentos e incremento

de las enfermedades, que pueden persistir muchos meses después de la inundación.

Los abanicos aluviales, característicos del modelado de piedemonte de las zonas montañosas áridas y semiáridas, se producen por la descarga de sedimentos, transportados por ríos procedentes de áreas montañosas en zonas de baja pendiente. Las áreas de abanicos aluviales presentan graves problemas para las actividades humanas (Beaty, 1974; French, 1987). Esto es debido a que los flujos son raros, impredecibles y con importantes variaciones dentro de un mismo flujo y entre flujos sucesivos. Estos flujos pueden estar dominados por el agua o detritos, en cuyo caso puede producirse la obstrucción de los canales. A su vez, pueden sufrir importantes migraciones y son frecuentes las avulsiones (Cooke, 1984).

Los riesgos de inundación son evidentes, pero no afectan de igual modo a todas las partes del abanico (Shick,



**FIGURA 9.47** Inundación de la llanura de inundación del río Ebro de 8 de febrero de 2003. Escarpe de Remolinos (Zaragoza). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 9.48** Carretera cortada de Medenine-Gaber (Túnez) por las aguas de un uad. Foto J. L. Peña.



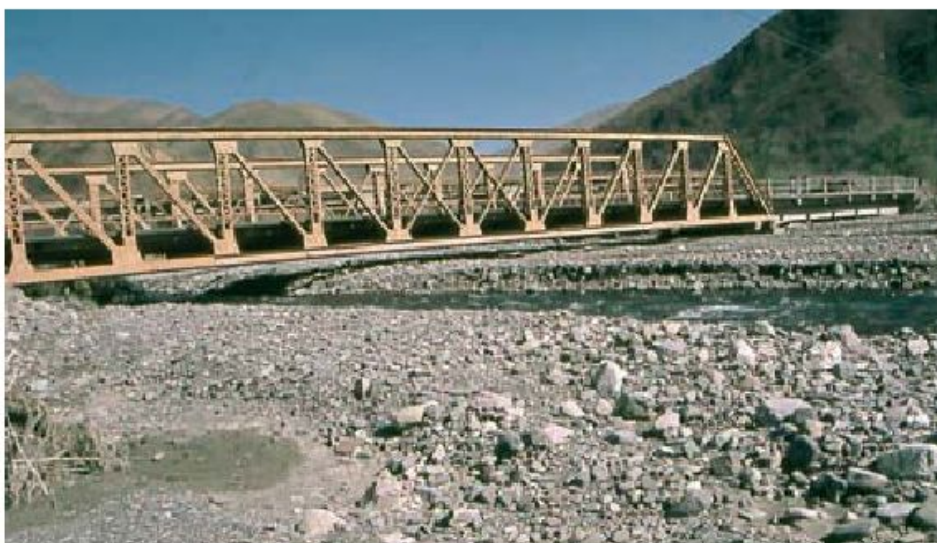
**FIGURA 9.49** El cono del Arroyo del Medio sobre el que discurre el ferrocarril ha sido incidido por el río Grande, quedando sus vías colgadas. Cordillera de los Andes. Provincia de Jujuy, Argentina. Foto J. L. Peña.



**FIGURA 9.50** Puente roto durante una crecida. Be'er Sheva. Desierto del Negev. Israel.



**FIGURA 9.51** Importante acreción de depósitos fluviales del río León en la zona de un puente de carretera. Cordillera de los Andes. Provincia de Jujuy, Argentina. Foto J. L. Peña.

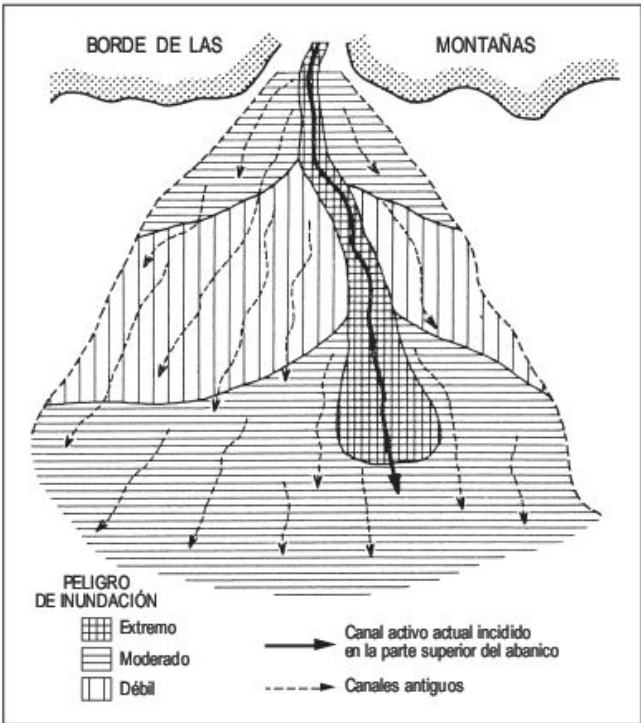




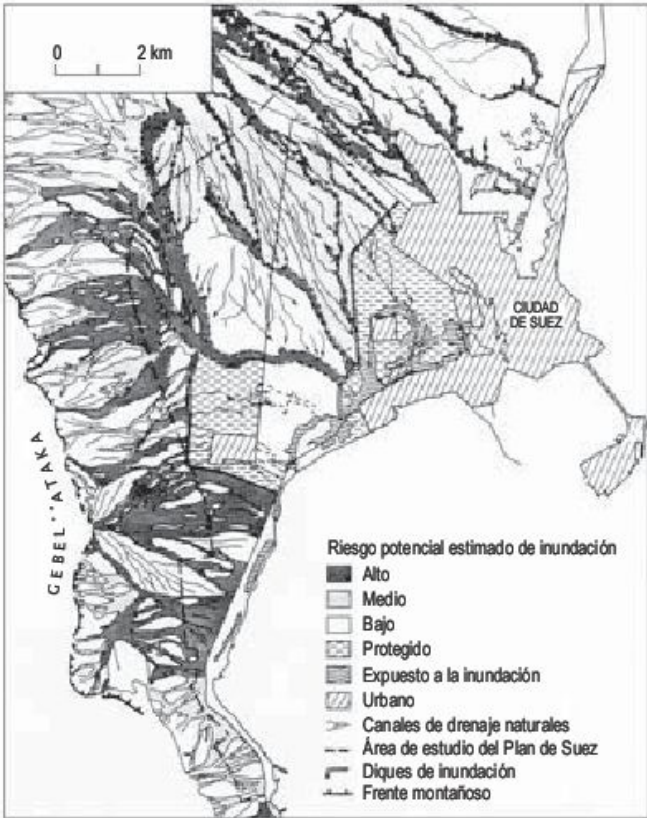
1974). Los riesgos son extremos a lo largo del canal activo, moderados en la cabecera y zona distal del abanico y débiles en el sector medio (Fig. 9.52) (Kesseli y Beaty, 1959). Una solución frecuente en ingeniería y planificación es diseñar y mantener un único canal para el flujo (Graf, 1988). Pero la mejor defensa contra estos riesgos es identificar las zonas peligrosas realizando mapas de riesgo de inundación, como el llevado a cabo en la ciudad de Suez y sus proximidades (Cooke *et al.*, 1982) (Fig. 9.53). Con estos mapas se pueden evaluar las densidades de construcción y situar las estructuras lejos de los canales. También se lucha contra el suministro de sedimentos construyendo pequeñas presas (*check dams*) y dragando los canales de la cuenca de alimentación. Además, pueden instalarse aparatos que alertan de las inundaciones (Porath y Shick, 1974, Shick, 1995).

Los canales de los abanicos son inestables, ya que con frecuencia se colmatan por aporte de sedimentos de grueso calibre, lo que lleva consigo la creación de nuevos canales, que en ocasiones forman parte del sistema de canales abandonados. En el sur de Jordania se produjeron importantes inundaciones en 1966 que destruyeron parcialmente la ciudad de Maan, donde fallecieron 70 personas. La causa fundamental fue la reutilización de un canal abandonado por las aguas de la crecida (Graf, 1988).

Quizás el problema más importante para el estudio del riesgo y sus consecuencias en estas áreas se debe a que los abanicos permanecen secos durante importantes periodos de tiempo, como en el sur de California, donde el intervalo de recurrencia es de 70 años. Como consecuencia, los



**FIGURA 9.52** Peligro relativo de inundación en un abanico aluvial (Kesseli y Beaty, 1971; en Shick, 1971).

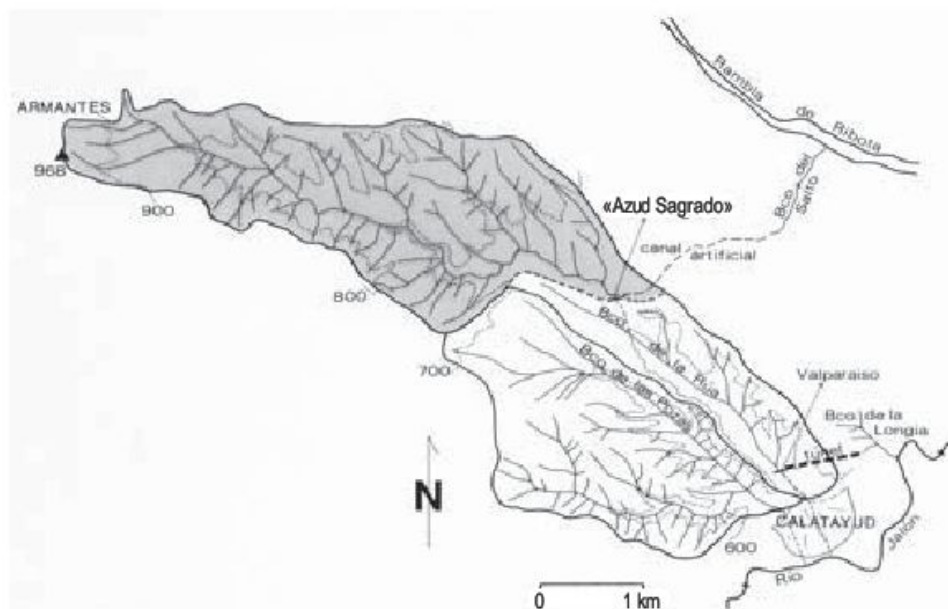


**FIGURA 9.53** Mapa de riesgo de inundación en el área de Suez, Egipto (Halerow y Partners, 1978; en Cooke *et al.*, 1982).

desastres sobrevienen de vez en cuando y sólo aquellos de gran intensidad son objeto de una atención pública (Burton *et al.*, 1978).

La lucha contra las inundaciones es una constante histórica de los habitantes de las zonas áridas. La ciudad de Calatayud (provincia de Zaragoza) fue fundada por los árabes a principios del siglo VIII y ocupaba parcialmente un abanico aluvial, expuesto a frecuentes inundaciones producidas por los eventos de tormenta. Con el fin de paliar este riesgo se construyó un azud y una canalización que derivaba las aguas del Barranco de la Rúa a la Rambla de Ribota (Fig. 9.54). Con esta obra musulmana se desvió una superficie de 6,3 km<sup>2</sup>, de los 8,2 km<sup>2</sup> que constituyen la cuenca del Barranco de la Rúa. Al crecer la población hacia el Río Jalón, sobre todo en los siglos XIII y XIV, se intensificó el riesgo de inundaciones. En estas épocas o algo después se construyó la Balsa Valparaíso, cerca del ápice del abanico, para mitigar las crecidas. Con posterioridad al siglo XIV, se excavó un túnel de cerca de un kilómetro de longitud que drenó las aguas hacia el Barranco de Longia, con lo que el 98% de la escorrentía del Barranco de la Rúa fue derivada de su cuenca de recepción, evitándose el riesgo de inundaciones. El Barranco de las Pozas, de menor área de drenaje, sigue planteando problemas al casco urbano de Calatayud (Gutiérrez, 1998). En





**FIGURA 9.54** Lucha contra las inundaciones en la ciudad de Calatayud, provincia de Zaragoza. La ciudad está situada sobre un abanico aluvial (Gutiérrez, 1998).

la vecina ciudad de Daroca (provincia de Zaragoza) también se excavó, en 1555, la Galería de la Mina, de un kilómetro de largo, para derivar las aguas de la rambla principal que circulaba por lo que hoy es la calle Mayor y que ocasionó en el pasado importantes inundaciones (Fig. 9.55).

### 9.6.1 Riesgo de inundaciones en España

Las inundaciones son la catástrofe natural con mayor impacto económico y social en España. Estos fenómenos pueden afectar simultáneamente a zonas extensas del país o, por el contrario, causar efectos muy severos en zonas muy localizadas. Las inundaciones son el proceso que en horas o días generan el mayor volumen de pérdidas eco-

nómicas y un mayor número de víctimas (Pujadas, 2002). De todos los riesgos geomorfológicos los más importantes son las inundaciones (Martínez *et al.*, 1987). Todo esto se confirma con el estudio prospectivo de Ayala *et al.*, (1987a) en el que se señala que en el período 1986-2016 se estiman unas pérdidas de 28.200 millones de dólares.

En España han tenido lugar históricamente numerosas inundaciones (Tabla 9.4). Entre los años 1407 y 1877 Sevilla ha sufrido 89 grandes riadas y en Málaga se han registrado 49 inundaciones entre 1544 y 1946 y, finalmente, el río Segura se ha desbordado 27 veces en el periodo entre 1528 y 1983 (Martínez *et al.*, 1987). Debido a las grandes inundaciones, que afectaron a Valencia, Alicante y Murcia y a la vertiente meridional de los Pirineos, la administración estudió los problemas de las inundaciones en nuestro territorio y se obtuvo una relación de 1.400 pun-



**FIGURA 9.55** Barranco producido en 500 años por la salida de la Galería de la Mina (Daroca, provincia de Zaragoza).

**TABLA 9.4** Inundaciones más importantes en España (Suárez y Regueiro, 1997; Cendrero *et al.*, 1997).

Año	Localidad	Daños (en pesetas)	N.º de víctimas mortales
1651	Murcia	Graves	1.000
1779	Ribera Baja del Júcar	Importantes	numerosas
1802	Lorca (Murcia)	Destrucción de la ciudad	700
1874	Cataluña	Grandes daños, más de setecientas viviendas destruidas	600
1879	Murcia	Grandes daños	800
1891	Consuegra (Toledo)	Destrucción parcial de la localidad	359
1940	Gerona		90
1957	Valencia	Grandes daños, más de trescientos edificios destruidos, 10.000 millones de 1957	86
1959	Zamora		150
1962	Cataluña	Grandes daños. Cinco mil viviendas destruidas. 2.700 millones en pérdidas	1.000
1963	Murcia, Almería	Grandes daños	300
1965	Cáceres		47
1971	Cataluña	Grandes daños. 7.000 millones de pérdidas	400
1972	Valdepeñas	Daños importantes	22
1973	Sureste	Grandes daños en zonas extensas	300
1979	Ciudad Real		22
1982	Pirineos		30
1982	Levante	Grandes daños. 300.000 millones de pérdidas	38
1983	País Vasco y Cantabria	Más de 150.000 millones	40
1987	Sureste		7
1989	Málaga y sureste	200.000 millones	42
1994	Cataluña	30.000 millones	9
1995	Yebra (Guadalajara)	Daños importantes	10
1996	Biescas (Huesca)	Varios miles de millones	87
1997	Alicante y sureste	10.000 millones	5

tos conflictivos (Aguilera, 1986) (Fig. 9.56) (Tabla 9.5). En el mapa en color que presentan Martínez *et al.* (1987) se establecen las distintas zonas con riesgo potencial (máximo, intermedio y mínimo), en función de la frecuencia, peligrosidad y magnitud de las inundaciones.

Las inundaciones son de considerable importancia en la **región mediterránea** (Martínez *et al.*, 1987; Díaz de Terán *et al.*, 1997). Son más frecuentes de septiembre a noviembre y se han registrado precipitaciones de 500-600 mm, con picos de 150 mm/h. Las ramblas secas, durante la mayor parte del año, desbordan su cauce (Segura, 1990). Una parte del área está deforestada, lo que incrementa la escorrentía, y en las inundaciones se transporta una gran

carga de fondo, incrementando las pérdidas. Este área mediterránea está poco regulada por embalses debido a la corta vida de los mismos. Son numerosas las inundaciones importantes (Tabla 9.4).

En los **Pirineos** son relativamente frecuentes las inundaciones producidas por lluvias de tormenta (Comisión Nacional de Protección Civil, 1983; Instituto Geológico y Minero de España, 1985). Durante la época de deshielo, final de primavera y principios de verano, se incrementa la escorrentía, pero difícilmente llegan a producirse inundaciones. Por otra parte, las crecidas de los ríos más importantes se ven atemperadas por una importante vegetación, mayores densidades de drenaje y una mayor re-





**FIGURA 9.56** Mapas de puntos conflictivos en España en los que han tenido lugar pérdidas de vida y económicas (Aguilera, 1988).

gulación del río por los embalses (Díaz de Terán *et al.*, 1997). No obstante, se han originado importantes inundaciones en 1982 (Tabla 9.4).

Las regiones litorales de **Cantabria y País Vasco**, sobre todo estas últimas, presentan ríos de corto recorrido, poco jerarquizados, estrechos y profundos. Estas características, junto con el emplazamiento de cascos urbanos y numerosas industrias en los valles, traen consi-

go frecuentes inundaciones catastróficas (Tabla 9.4, año 1983) (Martínez *et al.*, 1987; Olcina, 1994; Díaz de Terán *et al.*, 1997).

Finalmente, los **grandes ríos del interior de España** (Ebro, Duero, Tajo, Guadiana y Guadalquivir) son ríos con una buena regulación mediante embalses, canalizaciones, diques y encauzamientos. Como consecuencia, en épocas de grandes crecidas pueden llegar a desbordarse, como en

**TABLA 9.5** Distribución por cuencas hidrográficas de los puntos conflictivos y de las zonas con riesgo potencial de inundación en la España peninsular (Aguilera, A. *Revista MOPU*, marzo, 1986).

Cuenca hidrográfica	Puntos conflictivos	Zonas con riesgo potencial			
		Máximo	Intermedio	Mínimo	Total
Norte de España	300	16	39	68	123
Duero	72	15	20	48	83
Tajo	25	6	12	70	88
Guadiana	66	4	9	47	60
Guadalquivir	177	15	21	68	104
Sur de España	121	6	21	60	87
Segura	9	3	5	10	18
Júcar	173	13	28	91	132
Ebro	221	18	45	220	283
Pirineo Oriental	172	√7	16	36	59
<b>TOTAL</b>	<b>1.336</b>	<b>103</b>	<b>216</b>	<b>718</b>	<b>1.037</b>

las proximidades de las provincias de Sevilla y Zaragoza (Fig. 9.47)

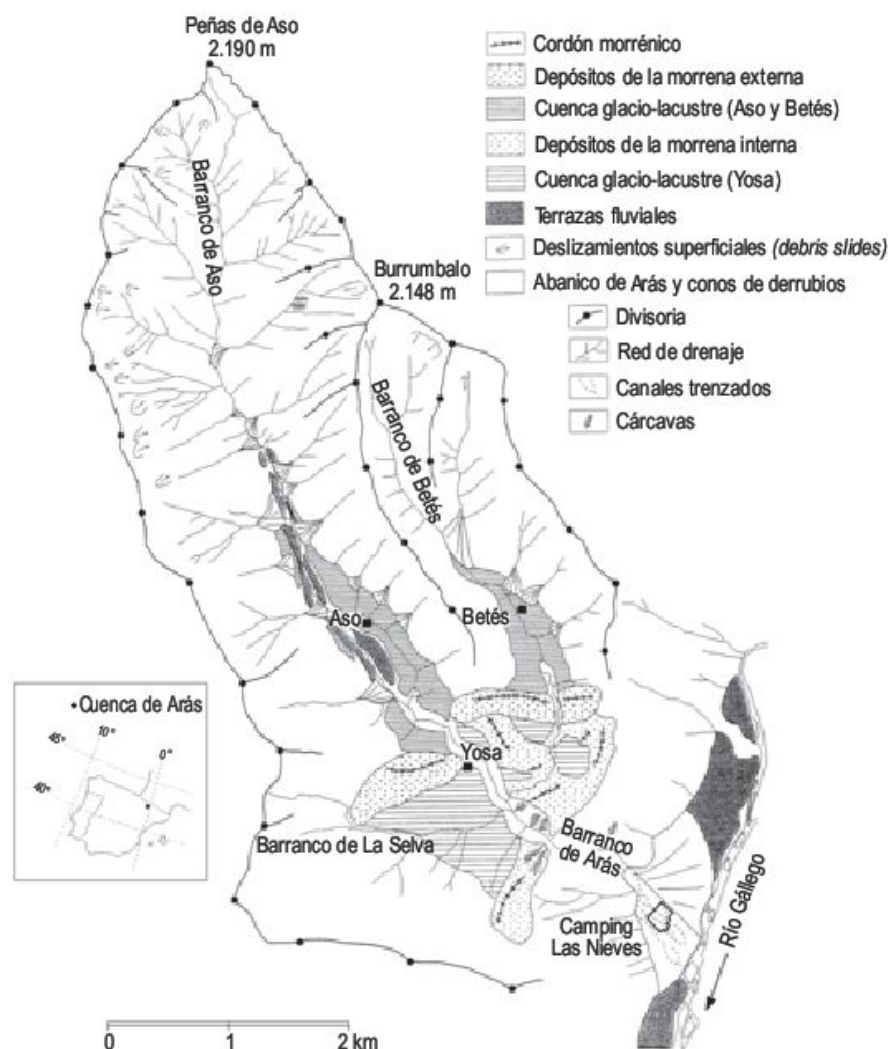
Del análisis efectuado sobre las inundaciones en el territorio español, se deduce que la mayor parte de las inundaciones destructivas son del tipo de **inundaciones súbitas** (*flash floods*), que responden a precipitaciones de gran intensidad, pero con caudales muy superiores a la capacidad de infiltración de la cuenca de recepción (Suárez y Regueiro, 1997). Estos autores consideran **inundaciones lentas** a las sufridas por los grandes ríos del interior del territorio. En este tipo de cuencas, con ríos permanentes, ha sido muy efectiva la total implantación, que comenzó en 1984, del SAIH (Sistema Automático de Información Hidrológica) con el fin de prevenir y alertar de las posibles inundaciones. El sistema consta de puntos de control sensorizados (1728 en toda España), en los que analizan y se envían datos relativos de temperaturas, niveles y canales de agua, volúmenes embalsados, etc. Toda esta información se recoge en 170 puntos de concentración, que se transmiten a los centros de procesos de cuenca. Con todos estos datos se simulan modelos de desarrollo de las posibles crecidas con el fin de dar

la alarma y estudiar posibles soluciones (Martínez *et al.*, 1987; Pujadas, 2002). Un estudio detallado del SAIH en la Cuenca del Ebro es el efectuado por Ortiz (1993).

### 9.6.2 Dos inundaciones catastróficas: Barranco de Arás (Huesca, 1996) y la Riada del Júcar (Valencia, 1982)

Se han elegido estos dos casos por su claro contraste. El primero, generado por una inundación súbita en un muy breve lapso de tiempo. La Riada del Júcar es el resultado de fuertes precipitaciones, que producen espectaculares crecidas en una amplia región del territorio español.

El 7 de agosto de 1996 se desencadenó una intensa tormenta convectiva, de poca duración, sobre la **cuenca del drenaje de Arás** de 18,56 km<sup>2</sup>, que desembocó en un abanico aluvial sobre el que estaba situado un camping (Figs. 9.57 y 9.58). Perdieron la vida 87 personas y las pérdidas materiales fueron cuantiosas (Fig. 9.59). Esta catástrofe ha

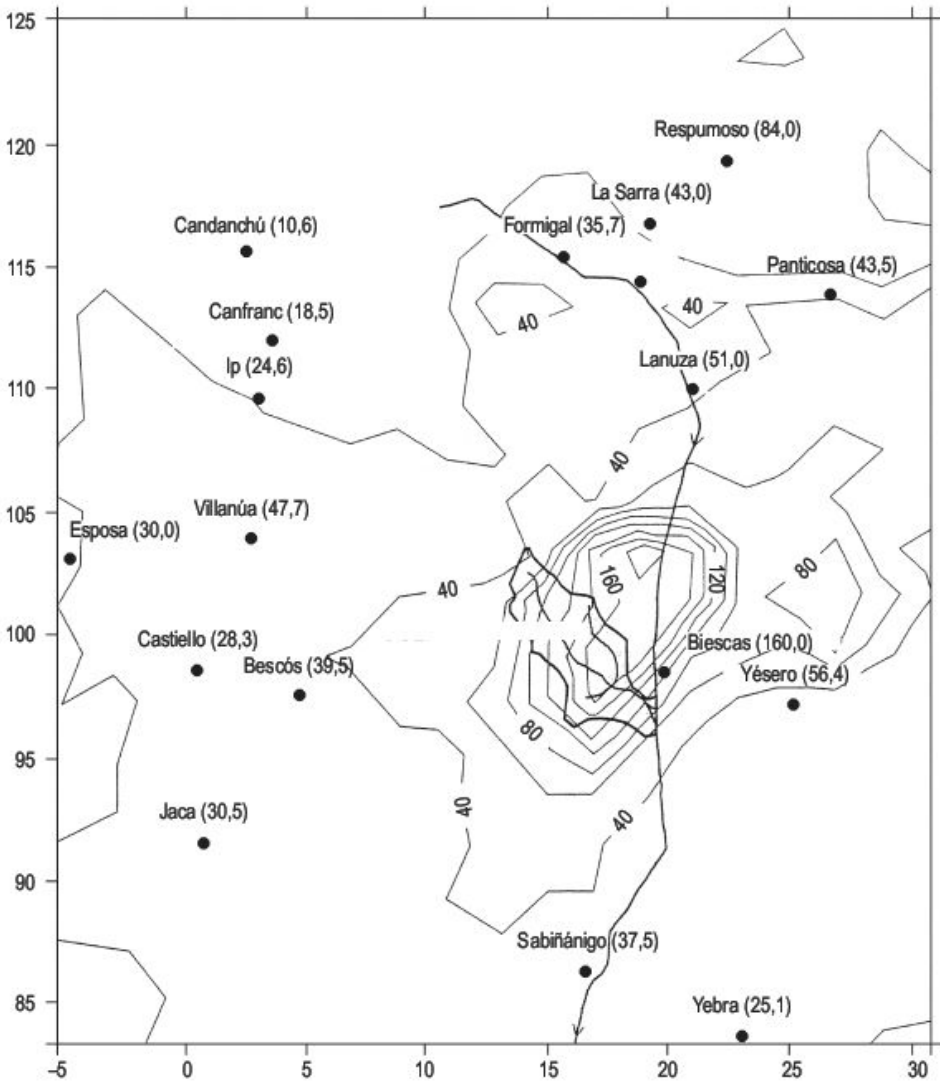


**FIGURA 9.57** Mapa geomorfológico de la cuenca y del abanico aluvial de Arás (Gutiérrez *et al.*, 1998a).





**FIGURA 9.58** Vista del abanico aluvial de Arás, dos semanas después de la catástrofe, cuando ya se han removido los rasgos erosivos y deposicionales. Se observa el canal artificial rectilíneo y escalonado que vierte sus aguas al río Gállego. En la parte derecha del mismo e inferior de la foto, se encuentran las instalaciones del camping Las Neves, poblado de chopos. El lóbulo deposicional de grandes bloques en la cabecera del abanico terminó bruscamente en el contacto con la chopera.



**FIGURA 9.59** Precipitación diaria total (mm) a partir del pluviómetro (en negrita) y mapa de isoyetas de la precipitación diaria (mm) derivado de los datos de radar en el área de la cuenca de Arás correspondientes al 7 de agosto de 1996. Obsérvese la restringida distribución espacial de la tormenta. La figura ha sido redelineada a partir del informe del Instituto Nacional de Meteorología (Riosalido *et al.*, 1996).

sido estudiada científicamente y recopilada por numerosos investigadores (Ayala, 2002a; Benito *et al.*, 1998c; Cáncer, 1996; García-Ruiz *et al.*, 1996; Gutiérrez *et al.*, 1998a, b; Riosalido *et al.*, 1996).

Esta pequeña cuenca, de considerable relieve, está formada por tres subcuencas (Aso, Betés y La Selva) que alimentan al abanico aluvial del Barranco de Arás, localizado en el valle del río Gállego. Este abanico aluvial se drenó previamente con una canalización artificial con una capacidad de  $150 \text{ m}^3/\text{seg}$ . El barranco de Arás estaba provisto de más de 30 pequeñas presas de retención (*check dams*) que estaban rellenas de sedimentos antes del evento. Los datos de la precipitación obtenida, a partir de la estación de radar de la Sierra de Alcubierre, del Centro Meteorológico Nacional, indican que durante el 7 de agosto las precipitaciones más intensas fueron de  $178,4 \text{ mm/día}$  (Fig. 9.59) y la máxima intensidad fue de  $153 \text{ mm/h}$  durante un

intervalo de 10 minutos. La mayoría de la precipitación cayó en unos 70 minutos. Esta tormenta desencadenó una gran escorrentía y movilizó una gran carga sólida que produjo daños catastróficos (Fig. 9.60) y cambios geomorfológicos significativos en la cuenca de drenaje, especialmente en la subcuenca de Betés.

La elevada descarga concentrada en el barranco de Arás destruyó la mayoría de los *check dams* (Fig. 9.61), y el canal principal se encajó y ensanchó, liberando una gran cantidad de sedimentos, que se depositaron en el sector meridional del abanico aluvial, formando un lóbulo deposicional de grandes bloques imbricados (Fig. 9.17, 9.62 y 9.63).

Sobre esta parte del abanico, en el camping Las Nieves que fue inaugurado en 1988, perdieron la vida 87 personas y los daños físicos se estimaron en 55 millones de dólares. Esta inundación súbita ha constituido el mayor



**FIGURA 9.60** Vehículos y caravanas dañadas por la inundación del 7 de agosto de 1996. La fotografía está tomada al día siguiente de la catástrofe.



**FIGURA 9.61** *Check dams* rotas por el impacto de los grandes bloques transportados del barranco de Arás, que derivan de la erosión de las morrenas.





**FIGURA 9.62** Mapa del lóbulo deposicional activo del abanico aluvial de Arás, mostrando los principales rasgos sedimentológicos (facies texturales) y geomorfológicos generados por la avenida del 7 de agosto de 1996. Las curvas de nivel corresponden a la topografía del abanico previa a la avenida. (Gutiérrez *et al.*, 1998a).



**FIGURA 9.63** Lóbulo deposicional de grandes bloques y troncos de árboles que no superó las instalaciones del camping, indicadas por la chopera.

desastre, en términos de vidas humanas, acaecido en los últimos 40 años. Se diferencian dos etapas en el desarrollo de la inundación, a partir del análisis sedimentológico y geomorfológico del lóbulo del abanico inundado. La primera, correspondiente al pico de descarga de la arroyada en manto (no confinada), que depositó un lóbulo de grandes bloques y fosilizaron parcialmente la canalización artificial en la cabecera del abanico y produjo un efecto de represamiento para

las aguas de inundación. En la segunda etapa, correspondiente a la disminución de la descarga, las aguas de inundación inciden en los detritos acumulados con anterioridad, generándose dos trayectorias principales de flujo.

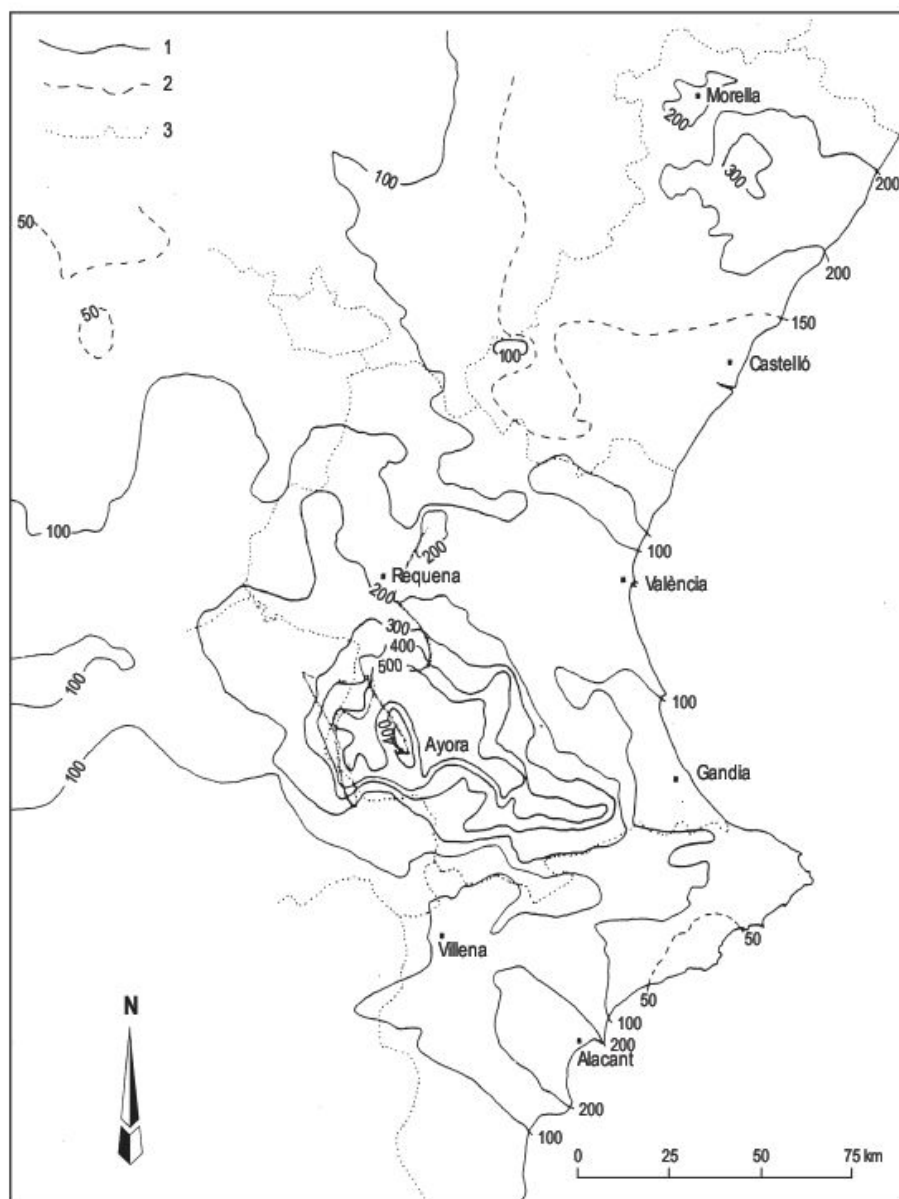
Durante los días 19, 20 y 21 de octubre de 1982 se desencadenaron **fuertes lluvias sobre la región suroriental de la Península Ibérica**, afectando sobre todo a las cuencas de los ríos Segura, Vinalopó y Júcar, conocida como la

Riada del Júcar (Roselló, 1983; López Gómez, 1983 y Arenillas *et al.*, 1985). Este temporal penetró el día 19 de octubre en el litoral alicantino, dirigiéndose hacia el noroeste y norte en las cuarenta horas siguientes y acabó finalmente, en la ribera del Júcar, entre los días 20 y 21 (Piqueras, 1983). A su paso provocó numerosas inundaciones (Fig. 9.64). El mapa de esta figura ha sido elaborado con datos de 270 puntos. La nubosidad ocupó 140.000 km<sup>2</sup>, la precipitación penetró fuertemente hacia el interior, el máximo de precipitaciones se localizó en el Barranco Salado de Bicorp, donde alcanzó 650 mm, y finalmente, la máxima precipitación alcanzó intensidades de 180 mm/h en Alicante (Pérez-Cueva, y Armengot, 1983).

La cuenca del Júcar, en su parte media baja, constituye un marco adecuado para que el mecanismo concreto de

los vientos de componente E, combinados con una gota fría en altura, localizada en la vertical, y la topografía existente, produzca un efecto de embudo donde se desencadenan precipitaciones extremas (Roselló, 1983).

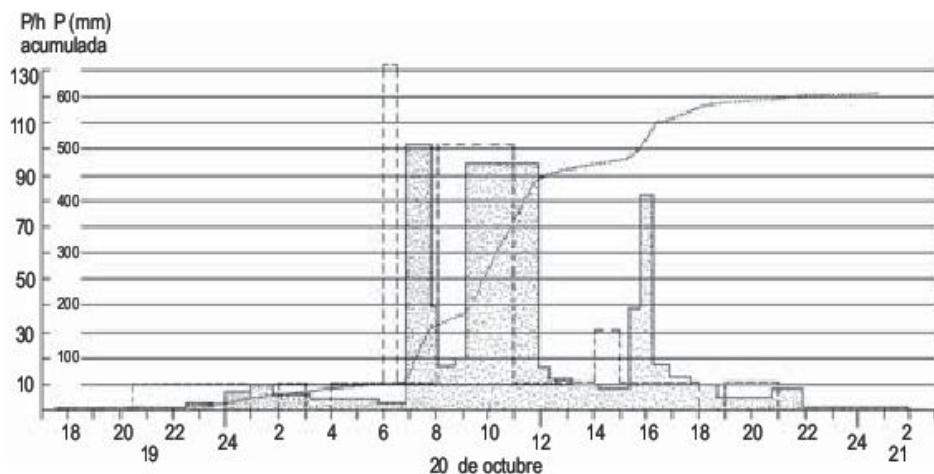
En el pluviograma de la Figura 9.65 se reconocen tres caudales máximos, separados en el tiempo, y corresponden al 20 de octubre. Una precipitación de 500 mm entre las 7 y 8 de la mañana del 20 de octubre trajo consigo que a las 9 horas se iniciara una crecida en Cofrentes y el caudal máximo se estimó en 4.000 m<sup>3</sup>/seg en Escalona y 6.000 m<sup>3</sup>/seg en Millares. En estos momentos todos los barrancos atravesaban la Carretera Nacional 340 (Roselló, 1983). El otro pico se produjo de 9 a 12 horas con unas lluvias de más de 450 mm y, finalmente, el tercer máximo se originó a las 16 horas con una precipitación de más de 400 mm. Los efectos catastróficos se produjeron básicamente



**FIGURA 9.64** Mapa de isoyetas de las precipitaciones caídas en el País Valenciano y zonas contiguas durante los días 18-22 de octubre. (1) Isoyeta. (2) Isoyeta auxiliar. (3) Límite provincial (Pérez-Cueva y Armengot, 1983).



**FIGURA 9.65** Interpretación del pluviograma de Cofrentes según el Centro de Estudios Hidrográficos. Las precipitaciones horarias y las lluvias acumuladas tienen escalas diferentes. En trazos, las primera interpretación de la Comisión de Aguas del Júcar (Roselló, 1983).



camente en la agricultura, rotura y daños de algunas casas e impacto importante en las comunicaciones.

Mención aparte, constituye la rotura de la **presa de Tous** en construcción (González, 1983a, b), a partir de un Proyecto de Grandes Presas de 1967. La presa está asentada sobre calizas y conglomerados y estaba concebida para producir energía hidroeléctrica, laminar las avenidas y para suministrar agua para el regadío. El día 19, a las 18.00 horas, el agua embalsada era de 51 hm<sup>3</sup>, con un caudal en-

trante de 27 m<sup>3</sup>/seg (Piqueras, 1983). Las compuertas de los aliviaderos no pudieron abrirse, ya que no había energía eléctrica disponible y el grupo electrógeno no funcionaba. El día 20, a las 17.00 horas, el agua empezó a rebasar la presa, comenzando la erosión de la misma y a las 19.13 horas se desmoronó una parte de la presa, abriéndose un boquete de unos 18 m. Se calcula que las pérdidas de los temporales de octubre de 1982 fueron de unos 300.000 millones de pesetas (Suárez y Regueiro, 1997).

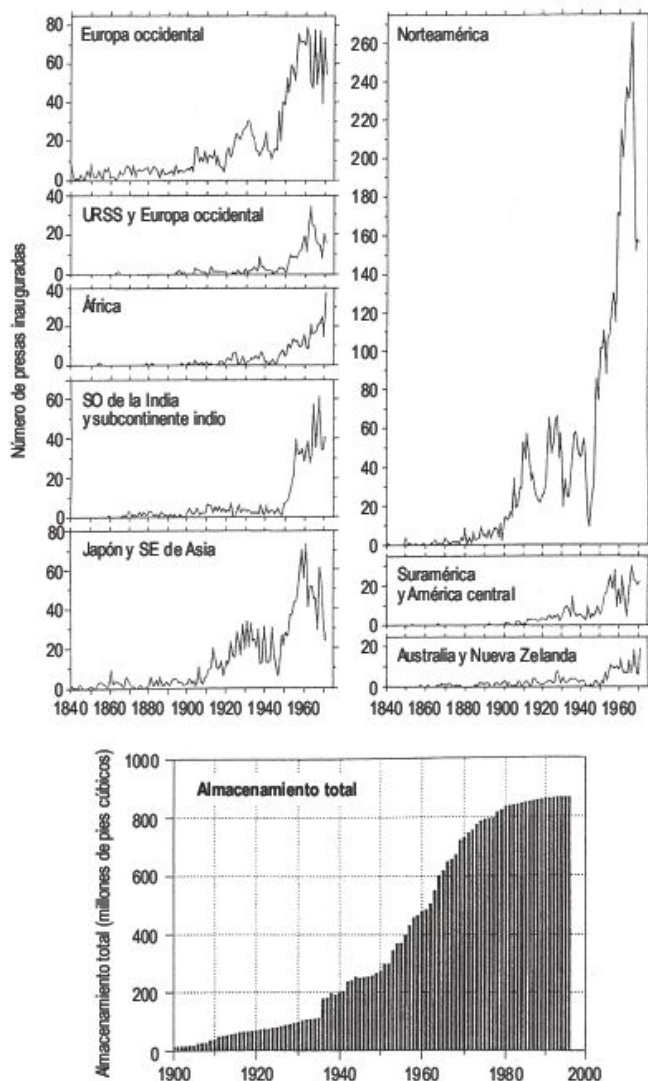
## 9.7

## Prevención y mitigación de las inundaciones

El propósito de la prevención es modificar las características hidrodinámicas del río para reducir el riesgo (Smith y Ward, 1998). Los efectos directos de las actividades humanas, tales como estructuras en el río o modificaciones del mismo, conducen a variaciones en el canal fluvial. Los cambios de uso del suelo dentro de la cuenca de drenaje pueden producir ajustes en el canal (Knox, 2001). Los impactos humanos sobre los canales fluviales se han incrementado a lo largo del siglo XX, a causa de que las llanuras de inundación se han ocupado intensamente y los cursos fluviales se han modificado sustancialmente (Downs y Gregory, 2004).

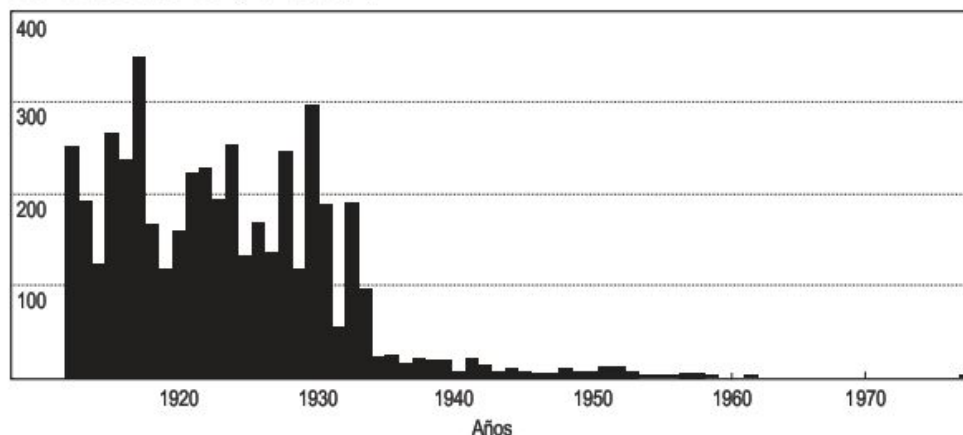
Las **presas** se han construido desde hace varios milenios. En 3100 a.C., el Rey Menes, fundador de la Dinastía I, represó el Nilo cerca de Memphis para proteger a la ciudad de las inundaciones (Downs y Gregory, 2004). A lo largo de la historia se han construido presas con fines diversos, como las de Muel y Almonacid de la Cuba, en la provincia de Zaragoza, durante la época romana, hoy colmatadas. A mediados del siglo pasado se hizo un gran esfuerzo en todo el mundo en la construcción de presas (Fig. 9.66). España no ha sido ajena a esta expansión y en la actualidad

tiene más de 700 embalses (Martínez *et al.*, 1987). Las grandes presas permiten, aguas abajo, la laminación de las grandes crecidas de los ríos (Costa y Baker, 1981). No obstante, las presas no proporcionan un control de la inundación sino «una parte o cantidad específica de protección» (Leopold y Maddock, 1954). Además, las presas se construyen para generar energía hidroeléctrica, implantar regadíos y también se utilizan como áreas de recreo. Por otra parte, las presas retienen importantes cantidades de sedimentos tal como refleja la implantación de presas en el Río Colorado (Estados Unidos) (Fig. 9.67). En la cabecera de las corrientes se sitúan muchas presas pequeñas (*check dams*) para reducir la erosión y controlar la escorrentía para pequeñas inundaciones que suelen producir daños a la agricultura, pero no son efectivas para controlar la escorrentía de las grandes tormentas (Fig. 9.61). Las presas pueden romperse, en especial las presas de tierra por tener arcillas expansivas y elevado contenido en sodio intercambiable en el material de construcción. Existen otras causas, como fallo de substrato, aliviaderos inadecuados, construcción deficiente, asentamiento irregular, deslizamientos, terremotos y otros (Gruner, 1963; Butler y Kalenson, 2005). También



**FIGURA 9.66** Construcción de presas en el mundo. En la parte superior, se indica la construcción de presas por regiones (Beaumont, 1978) y, en la parte inferior, se señala el incremento de la capacidad de embalsar de las presas en los Estados Unidos (Graf, 2001).

Sedimentos en suspensión (millones de t/año)



**FIGURA 9.67** Sedimentación histórica del río Colorado (Estados Unidos), en millones de toneladas por año (Schwarz et al., 1990).

hay que tener presente el cálculo de la vida de un gran embalse y los impactos que puedan derivarse de su construcción, como el Delta del Nilo (Capítulo 11).

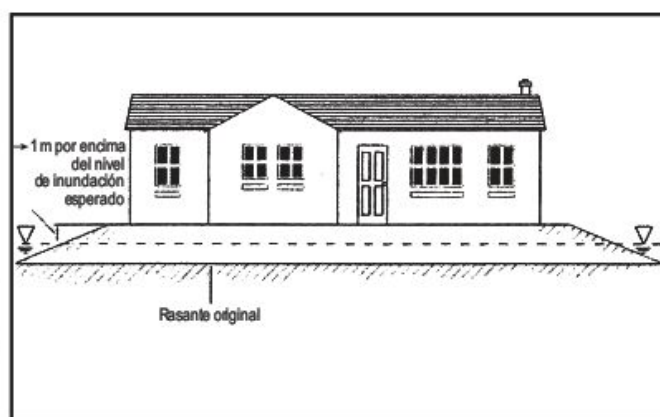
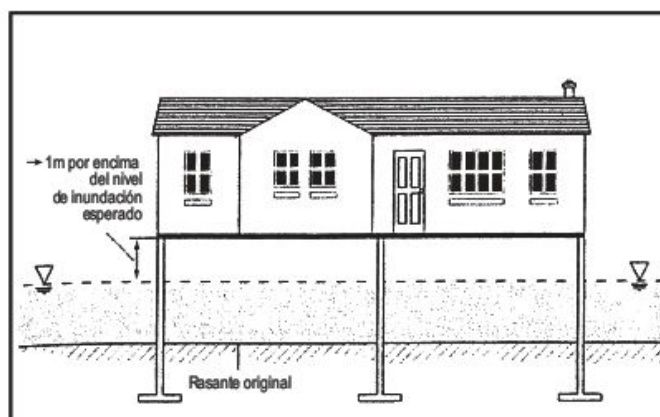
La construcción de **diques**, de hormigón o escollera, es la segunda medida, en orden de importancia, para la protección de las avenidas. Son construcciones paralelas al cauce para contener los desbordamientos. En el río Mississippi se diseñan diques urbanos para hacer frente a inundaciones con periodo de retorno de 200 años, mientras que los diques que previenen las inundaciones en terrenos agrícolas tienen en cuenta un periodo de 50 años (Smith y Ward, 1998). En la práctica la altura de los diques raramente supera los 10 m y lo más frecuente es que sean inferiores a 6 m.

La **canalización** aumenta la capacidad de transporte del canal del río natural y, por consiguiente, contiene los picos de inundación. Incluye varios métodos, tales como el aumento de la pendiente del río, ensanchamiento y profundización del río, con el fin de aumentar el área de la sección transversal. El **dragado** implica la remoción del lecho del río para crear o mantener un volumen determinado de capacidad de flujo. El dragado se realiza sobre todo para el mantenimiento de la profundidad, que facilita la navegación en los grandes ríos (Downs y Gregory, 2004). La extracción de minerales de interés económico en la llanura de inundación (por ejemplo, diamantes en Tortilla, Costa de Marfil) también puede afectar a las características de los cursos fluviales (Schumm, 1977). La minería de **placeros** en el lecho fluvial causa la degradación del lecho y durante tormentas posteriores se puede originar un *knickpoint*, que se moviliza aguas arriba. Esta migración del *knickpoint* como consecuencia del dragado puede llegar a producir el descalse de los puentes (Downs y Gregory, 2004). El **ensanchamiento** del canal evita en parte los problemas de inestabilidad de los márgenes, asociados con la profundización del canal, especialmente en materiales erosionables. Otra práctica importante para paliar las inundaciones consiste en el **encauzamiento** (Fig. 9.68) que consiste en la eliminación de obstáculos, fundamentalmente vegetación, que dificulta el paso del

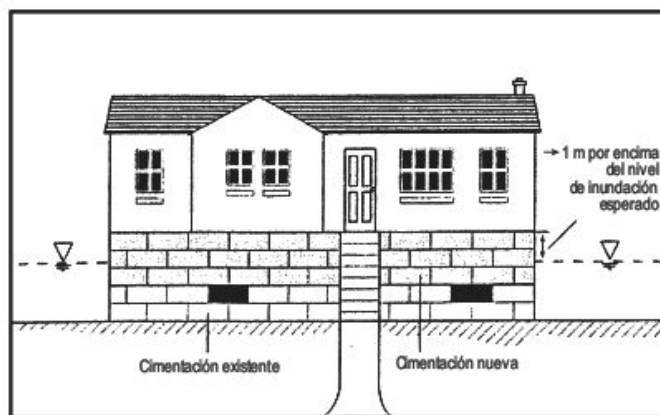




**FIGURA 9.68** Encauzamiento de la Ribera de Alcazaba (Badajoz, España).



**FIGURA 9.69** Casas que se protegen de las inundaciones por elevación (Dozier y Yancey, 1993).



agua y producen inundaciones. En ocasiones se lleva a cabo la canalización de los ríos, como en el caso de los ríos Pico y Vena, que antes de la canalización producían importantes inundaciones en la ciudad de Burgos (España). Un ejemplo más grandioso es el conocido como Solución Sur de Valencia, en la que se ha construido un nuevo

y ancho cauce para evitar la inundación de la ciudad. El cauce antiguo se ha sustraído al río, incorporándolo al uso urbano como parque (Martínez *et al.*, 1987). Uno de los métodos directos es modificar los cursos meandriformes. En el bajo Mississippi se han realizado 16 estrangulamientos entre 1929 y 1942, reduciendo la longitud del río



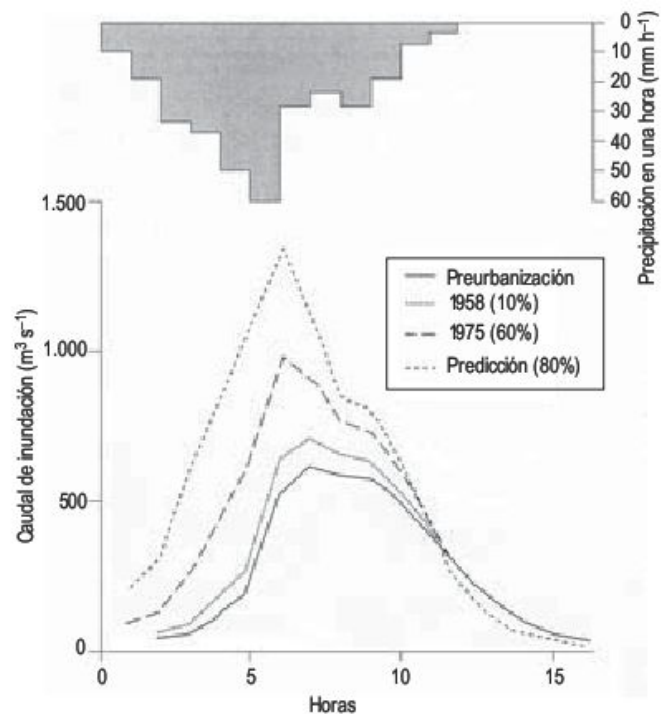
**FIGURA 9.70** Casas elevadas para protegerse de las inundaciones. Mulu, Sazawak, Malasia. Foto F. Gutiérrez.

en 240 km y descendieron 2-2,5 m los niveles de inundación (Smith y Ward, 1998).

Las crecidas de los grandes ríos, como el Amazonas, se producen todos los años y en los núcleos urbanos como Manaus se protegen de los aumentos del nivel de las aguas con diques paralelos, mientras que las pequeñas casas que bordean el río se construyen elevadas unos 6 metros con respecto de la época de menor caudal, para evitar que el agua las inunde (Fig. 9.69), al igual que ocurre en Malasia (Fig. 9.70).

Aunque las áreas urbanas ocupan menos de un 3% de la superficie terrestre, el efecto de la **urbanización** sobre la hidrología de las inundaciones y riesgo de inundación es desproporcionadamente grande. Las superficies urbanizadas son menos permeables que las superficies a las que reemplazan. Como resultado, el agua discurre rápidamente y sus hidrogramas tienden a tener picos más pronunciados que los anteriores (Leopold, 1968) (Fig. 9.71).

Es fundamental tener un buen conocimiento de las condiciones de las inundaciones para conseguir una **mitigación** adecuada. Los proyectos de mitigación y alerta están incrementando y están integrados en los sistemas de planificación y alarma que operan en tiempo real por medio de computadoras. Todo ello permite reducir las pérdidas de vida y los daños económicos producidos por las inundaciones. Estas situaciones deben comunicarse a la gente para que lleve a cabo medidas de protección antes de la llegada de las inundaciones (Smith y Ward, 1998).



**FIGURA 9.71** Hidrogramas de inundación que refleja la expansión de la urbanización (señalada como porcentaje de cuenca sin urbanizar) en la parte occidental de la megalópolis de Tokio, Japón (Yoshimoto y Suetsugi, 1990).





# 10

## Geomorfología Eólica

### CONTENIDO

- 10.1. Procesos eólicos
- 10.2. Características y procedencia de las partículas eólicas
- 10.3. Movilidad de las partículas por el viento
- 10.4. Tipos de transporte eólico
- 10.5. Ripples
- 10.6. Erosión eólica y formas resultantes
- 10.7. Acumulaciones eólicas
- 10.8. Factores que afectan al desarrollo de los ergs
- 10.9. Procesos dominantes en las dunas
- 10.10. Clasificación de las dunas
- 10.11. Polvo desértico
- 10.12. Riesgo eólico: problemática y control



# 10.1

## Procesos eólicos

Los procesos eólicos son los derivados de la actividad del viento y dan lugar a erosión, transporte y sedimentación. Se movilizan las partículas de pequeño tamaño, erosionan a diversos tipos de materiales y, finalmente, se depositan en distintos ambientes, a veces a grandes distancias de su área de procedencia. Estos vientos de los desiertos son capaces de edificar grandes campos de dunas, como las del Desierto de Rub al Khali (Fig. 10.1), en la Península de Arabia, que ocupan una extensión de 560.000 km<sup>2</sup> (Allison, 1997). También como resultado de la acción eólica, se han depositado en China más de 300 m de loess (Derbyshire, 1983a). Los depósitos eólicos se estudian en diferentes ramas de las ciencias físicas, geológicas, biológicas y agronómicas (Pye y Tsoar, 1990). Estas investigaciones multidisciplinarias han suministrado un importante avance en el conocimiento de la actividad eólica y de sus efectos. Respecto a la Geomorfología eólica, los estudios se preocupan de la cuantificación de los procesos, análisis de las formas y estructuras internas de los depósitos eólicos y también de los datos que éstos proporcionan para comprender los climas del pasado.

Desde una perspectiva histórica, en el siglo XIX se consideraba al viento como un agente de transporte de escasa importancia, en comparación con el agua. A finales de este siglo y comienzos del siglo XX se invierten las tendencias y se señala, sobre todo por los investigadores alemanes Pasarge y Walther, que en los desiertos la erosión eólica es la más importante y que los inselbergs y sus llanuras circundantes son fruto de esta actividad (Goudie y Wilkinson, 1977). Los trabajos se dirigieron a la exploración de territorios, junto con la descripción de sus modelados, y existía una escasa preocupación de relacionar las formas con los

procesos. Fue Bagnold (1941) el que marcó un hito en esta disciplina, al cuantificar las características del viento y los procesos de transporte. A partir de esa época, la fotografía aérea convencional supuso un apoyo importante, pero el verdadero impulso se ha llevado a cabo con la investigación de imágenes de satélite en las que se demuestra fehacientemente la acción modeladora del viento (McKee, 1979a,b). Así, es posible analizar los sistemas de yardangs, que ocupan hasta 100.000 km<sup>2</sup> (Desierto de Libia, Macizo del Tíbet, Desierto de Lut al Este de Irán, etc.). Los recientes estudios de imágenes orbitales de Marte y Venus (Greely e Iversen, 1985) ponen de manifiesto la importancia de los procesos eólicos en estos planetas. También ha supuesto un estímulo para la investigación el descubrimiento, en la década de los 70, de hidrocarburos en areniscas eólicas mesozoicas en Europa y Estados Unidos. Todos estos conocimientos se han visto incrementados por las numerosas dataciones absolutas, que se han llevado a cabo desde 1980, a partir de C-14 y técnicas de luminiscencia. En las décadas de 1980 y 1990 las investigaciones se centraron fundamentalmente en los estudios de campo del flujo del viento y de la arena en dunas individuales y, a mediados de 1990, se analizaron las estructuras turbulentas en el flujo, ya que pueden ser importantes para explicar el flujo arenoso (Livingstone *et al.*, 2007). Los métodos utilizados aparecen explicados en Knott y Warren (1981). El incremento de los conocimientos se produce por la incorporación de modelos numéricos más complejos basados en la investigación de la dinámica de fluidos con computadoras (CFD) y en los estudios de las imágenes proporcionadas por la metodología de radar para conocer la estructura interna de las dunas.



**FIGURA 10.1** Campo de dunas. Al Liwa, desierto de Rub al Khali (Unión de Emiratos Arabes).



También el viento actúa como agente geomorfológico en climas fríos. En estos se reconoce el papel de la abrasión y de la deflación como procesos erosivos y la inci-

dencia que tiene la acumulación en la génesis de los campos de dunas y valles asimétricos (Seppälä, 2004).

## 10.2 Características y procedencia de las partículas eólicas

Los materiales transportados por el viento son, en general, de composición diversa, tales como fragmentos de rocas y minerales y partículas orgánicas, como restos de conchas. Los tamaños de los materiales movilizados son fundamentalmente los de arena y limo, aunque en ocasiones pueden transportarse agregados de arcilla en presencia de sal (Bowler, 1973; Wasson, 1983). El cuarzo es el material más frecuente debido a su abundancia en la superficie terrestre y a su resistencia a la meteorización química (Bagnold, 1941). También se reconocen feldespatos y minerales pesados, aunque en menor porcentaje, y éstos además se alteran paulatinamente.

Las principales características físicas relativas a las partículas, que influyen en la erodibilidad y capacidad de transporte por el viento, son el peso específico, tamaño y forma de las partículas (Watson, 1989a). Estas tienen pesos específicos variables como consecuencia de las diferencias mineralógicas. Normalmente, las agrupaciones de granos eólicos presentan unas distribuciones de tamaño bimodales o polimodales, que señalan la influencia de la mineralogía en la movilidad (Willems, 1983). Las acumulaciones arenosas eólicas están generalmente bien clasificadas, aunque existen variaciones significativas tanto en el tamaño como en la clasificación entre distintos desiertos, dentro del mismo *erg* e incluso en dunas individuales (Watson, 1989). La forma de los granos afecta a su movilidad. Así, las partículas aplanadas son menos propensas a la movilización que los granos redondeados (Willems, 1983). Por lo general, las arenas cuarcíferas de las dunas desérticas son de forma subredondeada y en el conjunto de la acumulación las partículas de mayor tamaño están más redondeadas que las pequeñas. También hay que tener en cuenta la abrasión durante el transporte, que influye en el grado de redondez (Krinsley y Wellendorf, 1980). Finalmente las partículas de los medios eólicos presentan un mayor grado de redondez y clasificación que las elaboradas en ambientes glaciares, fluviales y litorales.

La procedencia de las partículas de las acumulaciones eólicas de los desiertos es muy variable (Demangeot, 1981; Pye y Tsoar, 1990). Pueden proceder del arranque de los granos superficiales alterados de una roca, aunque la mayor parte del origen de las partículas derivan de materiales sueltos. Estos se localizan en áreas continentales en los fondos

de ríos desérticos y sus terrazas, superficies de glaciares de acumulación y abanicos aluviales, terrazas lacustres y fondos de sebkhas o playas. Las playas marinas constituyen una importante área fuente y dan lugar a cordones eólicos litorales (Fig. 10.2). Durante las épocas de descenso paulatino de nivel del mar, como consecuencia del desarrollo de una glaciación, vastas superficies submarinas se transforman en regiones subaéreas, afectadas por la acción eólica.

Por otra parte, además del transporte de partículas de tamaño arena, se produce la movilización de limos eólicos, que suelen desplazarse como tormentas de polvo y pueden llegar a alcanzar distancias de miles de kilómetros.



**FIGURA 10.2** Vista aérea de un conjunto de cordones de dunas en la desembocadura del río Guadalquivir. Parque Nacional de Doñana (provincia de Huelva).

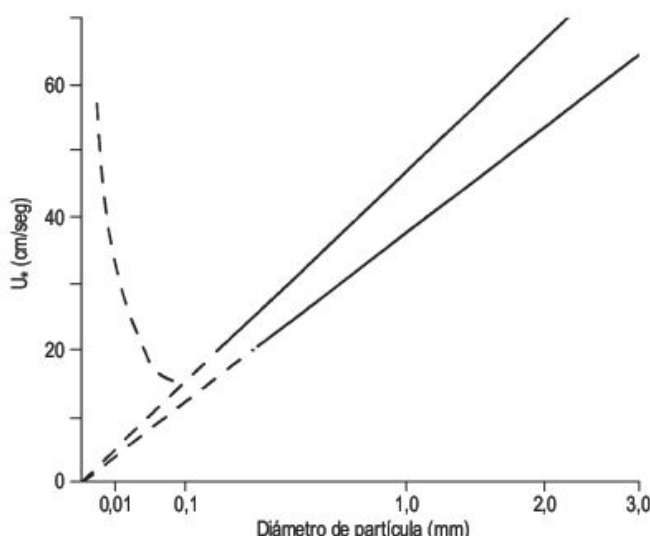


# 10.3

## Movilidad de las partículas por el viento

El arranque de las arenas eólicas se lleva a cabo de diferentes maneras, por procesos muy complejos. Las partículas sueltas, sometidas a la acción del viento, están afectadas por fuerzas contrarias, tales como la gravedad, fricción y cohesión (Iversen *et al.*, 1987). El viento aumenta su velocidad sobre cualquier protuberancia del sustrato y este incremento va acompañado por una disminución de la presión, según la ecuación de Bernoulli. Por consiguiente, una partícula suelta puede experimentar un **levantamiento** y esta fuerza es mucho más manifiesta en el contacto con el sustrato, donde la velocidad es máxima (Cooke *et al.*, 1993). Por otra parte, el levantamiento es mucho más importante en remolinos de polvo. El **arrastre** comprende la fricción entre la partícula y el aire, denominado arrastre superficial, que produce rodadura, y el arrastre de forma, que se manifiesta por la diferencia de presión entre los lados de barlovento y sotavento de la partícula, que da lugar a rodadura y deslizamiento (Livingstone y Warren, 1996). Una vez que los granos se levantan comienza el **bombardeo** del sustrato y la colisión entre ellos. Esto lleva consigo el posible arrastre y levantamiento de las partículas sueltas.

Sin duda, uno de los valores fundamentales que es preciso conocer es la velocidad mínima del viento requerida para movilizar partículas de un tamaño determinado. El arranque es función del tamaño medio de las partículas y de la velocidad de cizalla del viento. Bagnold (1941) analizó esta relación y obtuvo valores de umbrales críticos de velocidad de cizalla ( $U_*$ ) para distintos tamaños de partículas. Esta relación viene representada en la Fig. 10.3, en la que se puede observar que las partículas de mayor tamaño precisan para movilizarse una velocidad mayor. Sin embargo, las partículas más pequeñas (<0,06 mm) también necesitan velocidades más altas para su arranque. Esto se debe a las fuerzas de cohesión electrostática. Los tamaños de arena (0,04-0,40 mm) son los que más fácilmente se movilizan. A medida que aumenta el levantamiento y arrastre de la partícula



**FIGURA 10.3** Relaciones entre umbrales de velocidad de cizalla ( $U_*$ ), tamaño de las partículas y umbral de fluido y de impacto (Bagnold, 1941).

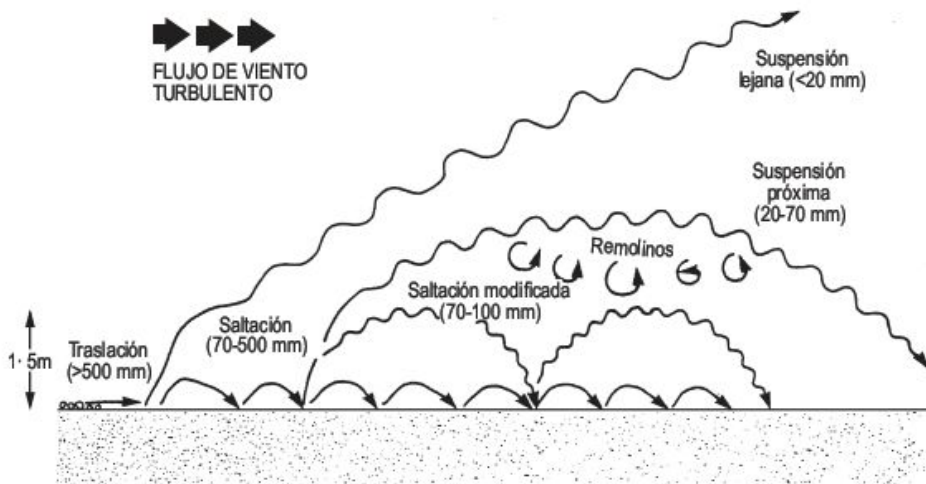
existe un valor crítico de velocidad de cizalla del viento en el que la partícula inicia su movimiento. Este es el **umbral de fluido (o estático)**. Una vez que se produce el arranque, el bombardeo sobre los granos minerales disminuye la energía requerida para mantener las partículas en movimiento. Este es el **umbral de impacto (o dinámico)**, en el que se requieren menores velocidades para mover un grano estacionario por empuje de fluido y corresponde aproximadamente al 80% del umbral estático (Anderson y Haff, 1988). Estas curvas se ajustan adecuadamente para superficies planas, homogéneas, secas y con clastos sueltos (Williams *et al.*, 1994), pero estos umbrales de movimiento están también afectados por las variaciones en los tipos de sedimentos, costras superficiales, inclinación de la superficie, humedad y rugosidad (Wiggs, 1997).

# 10.4

## Tipos de transporte eólico

Una vez que las partículas superan su umbral se movilizan de cuatro formas distintas: rodadura o traslación (*creep*), reptación, saltación y suspensión (Fig. 10.4).

Estos tipos de transporte dependen fundamentalmente del tamaño del grano de las partículas disponibles (Bagnold, 1941). Los límites entre las distintas formas



**FIGURA 10.4** Tipos de transporte eólico. Se indican los rangos de tamaño de las partículas para las distintas formas de transporte (Pye, 1987).

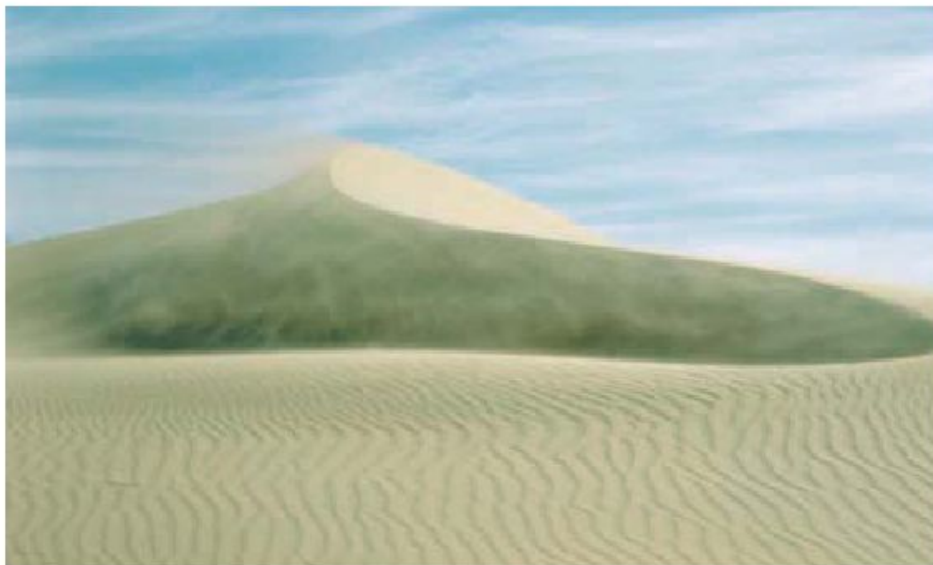
no son netos y la transición de una a otra no es muy clara.

La **rodadura** (*creep*) supone la traslación o el giro de partículas gruesas (0,5-2 mm) sobre la superficie, debido al empuje del viento y al impacto de los granos por saltación. La rodadura puede producirse momentos antes de que la partícula se movilice por saltación (Nickling, 1986). La cantidad que se mueve por este mecanismo es difícil de calcular, ya que es muy complicado diferenciar la rodadura de la reptación. No obstante, se estima que la rodadura constituye la cuarta parte de la movilización de la carga de fondo.

Recientemente se ha diferenciado una forma de transición entre la rodadura y la saltación. Se denomina **reptación** y consiste en pequeños saltos de partículas movilizadas por el impacto de granos de gran energía (Anderson y Haff, 1988). Como consecuencia del impacto pueden perder el 40% de su velocidad, que se transmite en la movilización de otros granos del lecho. Los granos

de reptación difieren de los de creep, en que pasan continuamente de la reptación a la saltación.

La **saltación** (Fig. 10.5) consiste en el levantamiento de una partícula, que recorre una distancia en trayectoria balística (Bagnold, 1941) y cae impactando en la superficie. La energía de este impacto se emplea en el levantamiento de otros granos. Por consiguiente, la saltación es un mecanismo de transporte muy importante en el que se produce un sistema en cascada (Nickling, 1988). Los ángulos de levantamiento fluctúan entre 30° y 50° y las velocidades son mayores cara al viento. La mayoría de las partículas, según los distintos modelos y experimentos, descienden con ángulos entre 10° y 15° (Anderson, 1989). Las longitudes de los saltos son de 12 a 15 veces su altura (Livingstone y Warren, 1996) y las partículas más pequeñas se expulsan a mayor velocidad, alcanzan mayores alturas y, por consiguiente, las longitudes de los saltos son mayores (Anderson y Bunas, 1993). La altura de los saltos puede llegar a 3 m, aunque la media es de 0,2 m (Pye



**FIGURA 10.5** Granos de arena movilizadas por saltación. Al Liwa, desierto de Rub al Khali (Unión de Emiratos Arabes).

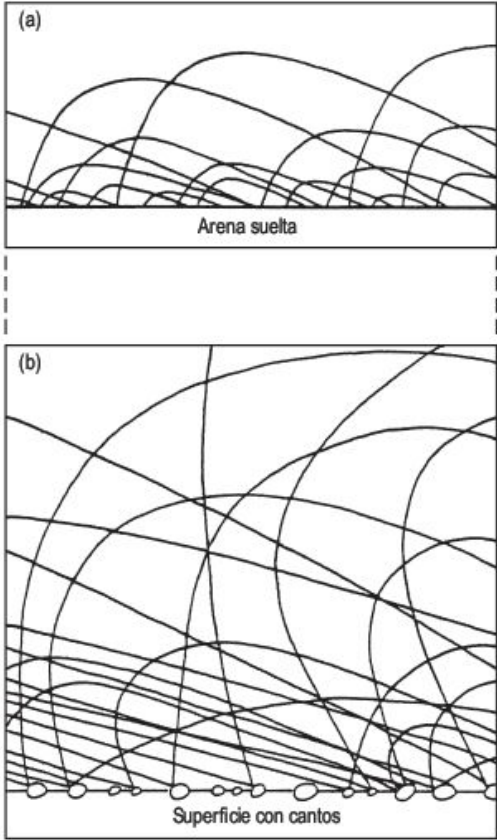


y Tsoar, 1990). Bagnold (1941) reconoció que los saltos son mayores sobre una superficie con cantos o rocosa que sobre un lecho de arenas sueltas (Fig. 10.6).

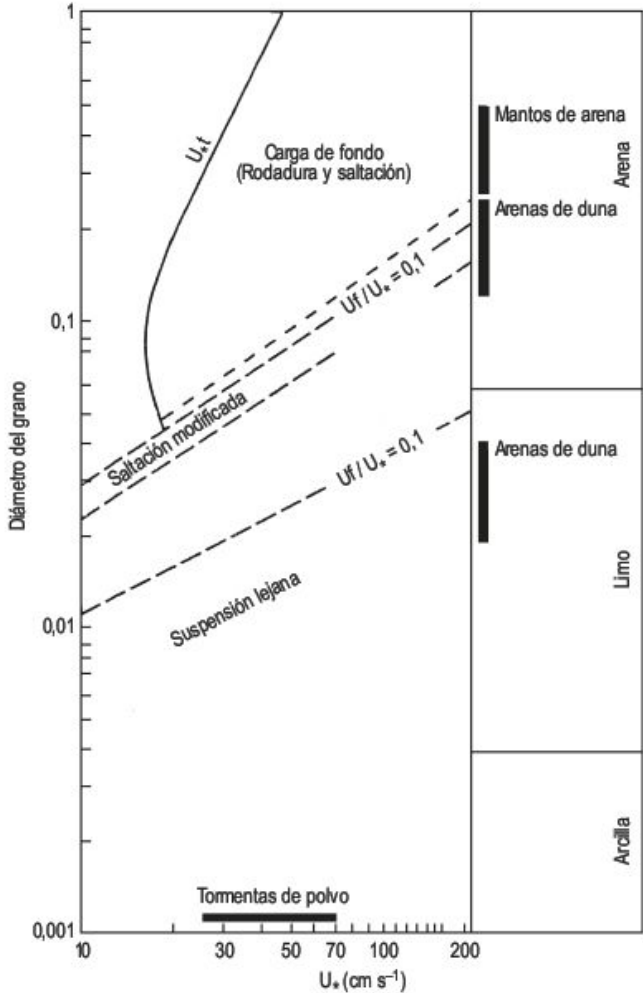
La **saltación pura** tiene lugar cuando la velocidad vertical turbulenta no tiene efecto significativo sobre las trayectorias de las partículas. Entre la saltación pura y la suspensión pura la trayectoria de las partículas se modifica debido a la velocidad de asentamiento y a la inercia. Esta modalidad ha sido denominada «**saltación modificada**» (Fig. 10.7) (Nalpanis, 1985). Esto indica que no hay una transición neta entre saltación y suspensión.

Las partículas más pequeñas (<0,06 mm) se transportan por suspensión con un movimiento turbulento del aire (Fig. 10.4), que puede mantener a este sedimento fino du-

rante muchos días a considerables alturas y depositarse finalmente como polvo o loess. Este constituye un depósito por lo general entre 30 y 60 mm, que ocupa grandes extensiones en algunas zonas y que puede recorrer distancias superiores a los 300 km. Dentro de las formas de transporte por suspensión se distingue entre los granos suspendidos que permanecen durante grandes periodos de tiempo (**suspensión lejana**) y aquellos que caen rápidamente a la superficie (**suspensión cercana o próxima**) (Tsoar y Pye, 1987) (Figs. 10.4 y 10.7).



**FIGURA 10.6** Representación esquemática de las trayectorias de saltación sobre (a) arena suelta y (b) superficie con cantos (Bagnold, 1941).



**FIGURA 10.7** Relaciones entre diámetro del grano, velocidad de cizalla y tipo de transporte de sedimento.  $U_f$  es la velocidad de caída de la partícula (Tsoar y Pye, 1987).

# 10.5 Ripples

Son las acumulaciones eólicas más pequeñas (Fig 10.8) y constituyen la respuesta inicial de las superficies arenosas al transporte por el viento. Aunque se trata de formas de-

posicionales se analizarán en este apartado, ya que están íntimamente relacionadas con los tipos de transporte anteriormente descritos. Los ripples se orientan perpendicu-



**FIGURA 10.8** Ripples en Al Liwa, desierto de Rub al Khali (Unión de Emiratos Arabes).

lamente a la dirección de transporte del viento, aunque sobre laderas su flujo es oblicuo al estar afectados por la gravedad. La mayoría de ellos tienen una vida efímera y se mueven mucho más rápidamente que las dunas (Livingstone y Warren, 1996). Por lo general, los ripples son asimétricos en sección transversal. El lado de barlovento es convexo con ángulos de  $8^{\circ}$ - $10^{\circ}$  y la parte de sotavento se inclina entre  $20^{\circ}$  y  $30^{\circ}$  (Sharp, 1963). Algunos ripples tienen una cresta aguda, mientras que otros la presentan redondeada. Las longitudes de onda varían entre unos pocos centímetros y decenas de metros y las alturas fluctúan entre 1 cm y unos 30 cms. La longitud de onda y la altura son función del tamaño de la partícula; los ripples de arena gruesa presentan un mayor espaciado que los de arena fina (Seppälä y Lindé, 1978).

Los **megaripples** son formas llamativas, cuya longitud de onda se encuentra entre 1 m y 25 m. Se originan por fuertes vientos y están constituidos por arena gruesa. Su forma en sección suele ser generalmente más simétrica que la de los ripples más pequeños y presenta un mayor contraste en el tamaño de grano entre la cresta y el surco. Para Bagnold (1941) se necesitan siglos para su formación, mientras que Sharp (1963) estima que se pueden generar en pocas horas con tormentas de viento. Por otra parte, los **chiflones** son bandas onduladas de arena gruesa y fina, con longitudes de 100-150 m y anchuras de 1-1,5 m (Simons y Eriksen, 1953). Se forman cuando las arenas gruesas se canalizan entre obstáculos, tales como arbustos.

Se han elaborado diversos modelos para explicar la formación de los ripples. El primero fue el de Bagnold (1941), en el que se establece una correspondencia entre la longitud de onda de los ripples, observada en túneles experimentales, y la longitud de las trayectorias de la arena por saltación. Las irregularidades de una primera superficie actúan como núcleos erosivos y de sedimentación. El

lado de barlovento es ametrallado por partículas en saltación, que al colisionar transfieren energía, con lo que se movilizan nuevos granos y así sucesivamente. Las trayectorias tienen la misma longitud que los ripples cuando permanecen constantes el tamaño de la arena y la velocidad del viento. Esta hipótesis resulta muy atractiva, ya que explica numerosas características y variables ligadas a la formación de los ripples. Sharp (1963) estima que las partículas en los ripples se mueven fundamentalmente por reptación. Las irregularidades del lecho y las interacciones entre los granos en movimiento producen elevaciones locales sobre la superficie, dando lugar a unos ripples incipientes de pequeña longitud de onda y baja altura. Posteriormente crecen hacia formas mayores. El tercer modelo, propuesto por Anderson (1987), lo desarrolló a partir de datos experimentales y simulaciones numéricas. Diferencia entre reptaciones de bajo impacto de energía y saltaciones de larga trayectoria y gran energía de impacto. Reconoce distintas trayectorias de saltación, algunas superiores a la longitud de onda de los ripples. Esto contradice el modelo de Bagnold, ya que el impacto producido por la saltación no contribuye directamente a la formación de los ripples. Para Anderson, son los procesos de reptación los dominantes. A medida que las longitudes de reptación aumentan con el esfuerzo de cizalla del viento, se incrementa la longitud de onda del ripple. Esto está de acuerdo con los datos suministrados en túneles experimentales (Seppälä y Lindé, 1978).

Como conclusión podemos indicar que los ripples eólicos están íntimamente asociados con la saltación de la arena, aunque nuevos modelos sugieren que la reptación es la que produce las condiciones iniciales de formación del ripple, que evoluciona rápidamente por el impacto por saltación y, por lo tanto, por los granos en reptación (Lancaster, 1995).



# 10.6

## Erosión eólica y formas resultantes

Cuando las partículas se levantan de la superficie por el viento e impactan sobre las rocas, a velocidades importantes, producen modelados de erosión eólica. Esta se origina más ampliamente en áreas de escasa o nula vegetación y alcanza su mayor desarrollo en las zonas áridas, aunque también se manifiesta en medios periglaciares y ambientes de playas marinas.

El viento erosiona por **deflación**, que es el resultado de movilización y transporte del material suelto superficial. Las velocidades medias están alrededor de 1 mm/año (Cooke *et al.*, 1993). La **abrasión** consiste en el desgaste mecánico de material coherente. Los impactos de los granos producen la fracturación superficial de las rocas hasta que la superficie se estabiliza al cesar la fracturación, lo que indica que la velocidad de abrasión alcanza un máximo y después decae. La mayoría de los investigadores estiman que la abrasión solo se produce por los granos de arena, aunque otros creen que también el polvo eólico produce abrasión, aunque en menor grado (Greely & Iversen, 1985). Las velocidades de abrasión son muy variables, del orden de unos milímetros al año, y dependen del tipo de roca, velocidad del viento y cantidad de granos suministrados. La altura donde se produce la máxima abrasión fluctúa entre 0,1 y 0,4 m. Estas cifras han sido obtenidas en observaciones de campo después de grandes tormentas (Sakamoto-Arnold, 1981) y en modelos teóricos (Anderson, 1986).

### 10.6.1 Ventifactos

Son cantos que presentan superficies suavizadas, pulidas y afacetadas por el impacto de partículas transportadas por el viento (Fig. 10.9). También van acompañados por pequeñas oquedades (*pits*), acanaladuras (*flutes*), surcos (*grooves*) y formas helicoidales desarrolladas tanto sobre bloques como en afloramientos rocosos. Estas micromorfologías se encuentran en rocas que no se desintegran rápidamente por meteorización.

Las **facetas** se orientan perpendicularmente a la dirección del viento. El número de facetas es muy variable y se han llegado a contar hasta 20 (Higgins, 1956). No obstante, lo más frecuente es la aparición de dos o tres facetas, que interseccionan en aristas. Se utilizan los términos alemanes de **einkanter**, **zweikanter** y **dreikanter** para indicar que tienen una, dos o tres facetas, respectivamente. Las **oquedades** (*pits*) son pequeñas depresiones cerradas, que pueden producirse por la acción del viento sobre una roca inhomogénea o sobre entrantes preexistentes. Se inclinan de 55° a 90° con respecto a la dirección del viento y, por consiguiente, indican el lado de barlovento. Si dis-



**FIGURA 10.9** Ventifactos. Depósitos de terrazas del sector central de la Depresión del Duero.

minuye considerablemente el ángulo nos encontramos con el tránsito a **acanaladuras eólicas** (*flutes*) (Sharp, 1949). Estas tienen forma de cuchara en planta, con unos finales ciegos y secciones en U. En general, están abiertos hacia barlovento. Sus longitudes, anchuras y alturas varían considerablemente, entre tamaños milimétricos y centimétricos (Cooke *et al.*, 1993). Se forman en superficies horizontales o de escasa pendiente, en rocas muy variadas, y sin influencia de su estructura (Breed *et al.*, 1989; Laity, 1994). Los **surcos eólicos** (*grooves*) están abiertos a ambos lados y son más largos que las acanaladuras. Reflejan como los anteriores la dirección del viento dominante en un área. A veces, la composición de la roca no es homogénea y, por lo tanto, el viento erosiona más intensamente la parte de menor resistencia. A estos modelados generados por esta inhomogeneidad se les denomina **microformas grabadas** (*etching*). Por último, otros micro-modelados acompañantes son las **formas helicoidales**, desarrolladas en calizas cristalinas en el Desierto de Mojave (California). Son surcos poco profundos y de morfología espiral con respecto al viento. Fluctúan de varios milímetros a algunos centímetros de anchura y profundidad. Se encuentran en zonas donde las velocidades del viento son muy altas (Laity, 1995).

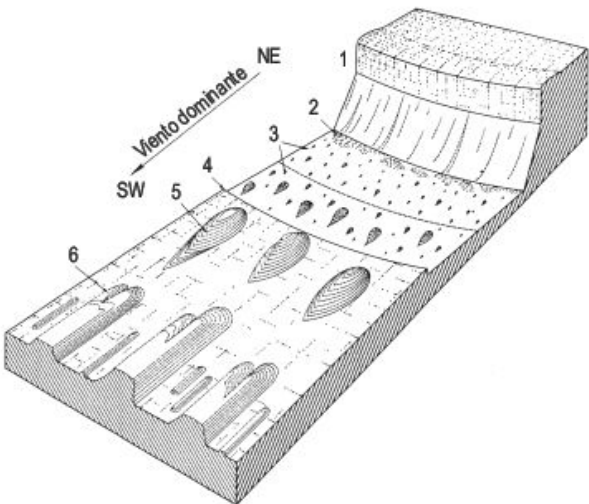
El origen de los ventifactos ha sido estudiado tanto en investigaciones de campo (Sharp, 1964, 1980), como de laboratorio (Kuenen, 1960; Whitney y Dietrich, 1973; Whitney y Spletstoesaar, 1982) para diferentes tamaños



de partículas. Son el resultado del impacto de partículas en saltación y suspensión, aunque la arena juega un papel más importante en su configuración (Laity, 1994). No obstante, los ventifactos raramente se encuentran en campos de dunas o cerca de los mismos, pero son frecuentes en pavimentos desérticos con poca arena.

Las primeras interpretaciones señalaban que las facetas eran formas heredadas o al menos condicionaban la abrasión posterior de las mismas (Higgins, 1956; Kuenen, 1960). Otra explicación establece que su origen está en relación con la presencia de vientos de diferentes direcciones que impactan sobre la roca (Kuenen, 1960). Esta hipótesis puede explicar algunos ventifactos, pero con frecuencia en las zonas de montaña los vientos soplan fundamentalmente en una dirección (Sharp, 1949). Una teoría bastante aceptada se basa en la rotación de los cantos alrededor de un eje vertical, a la que puede unirse el vuelco por socavación debido a la deflación. También el vuelco puede deberse a hinchamiento y contracción de arcillas y a la actividad de algunos animales (Livingstone y Warren, 1996). Esto explica que cuanto más pequeño son los ventifactos mayor es el número de facetas que presentan y viceversa. Además el vuelco justifica que existan ventifactos con afacetamiento arriba y abajo de los mismos. Algunos investigadores han señalado que el pulido, oquedades, acanaladuras, surcos y formas helicoidales se han debido formar por erosión de polvo eólico por vorticidad (rotación del viento alrededor de un eje), bastante más que por impacto de la arena (Maxson, 1940; Higgins, 1956). Estas micromorfologías se reproducen en experimentos con túneles de viento (Dietrich, 1977; Whitney, 1979). En cualquier caso, la mayoría de las formas relacionadas con los ventifactos se explican por impacto de arena, a la que se une la erosión del polvo eólico (Breed *et al.*, 1989, 1997).

La dirección del viento puede obtenerse a partir de los ventifactos y formas asociadas y, por consiguiente, los ventifactos fósiles proporcionan un buen registro de la circulación de los vientos para épocas pretéritas. Si ade-



**FIGURA 10.10** Esquema de la situación general de las agrupaciones de yardangs existentes en el área de Borkou, Macizo del Tibesti (República del Chad). 1. Escarpe que separa la depresión de una superficie superior. 2. Zona lacustre, a veces subactual. 3. Pequeños yardangs de la depresión. 4. Escarpe hacia la superficie inferior. 5. Yardangs de borde de plataforma. 6. Crestas y corredores areniscos (Mainguet, 1972).

más se datan mediante la técnica de barniz desértico (Dorn, 1995), podemos conocer las condiciones paleo-ambientales y el grado de actividad eólica.

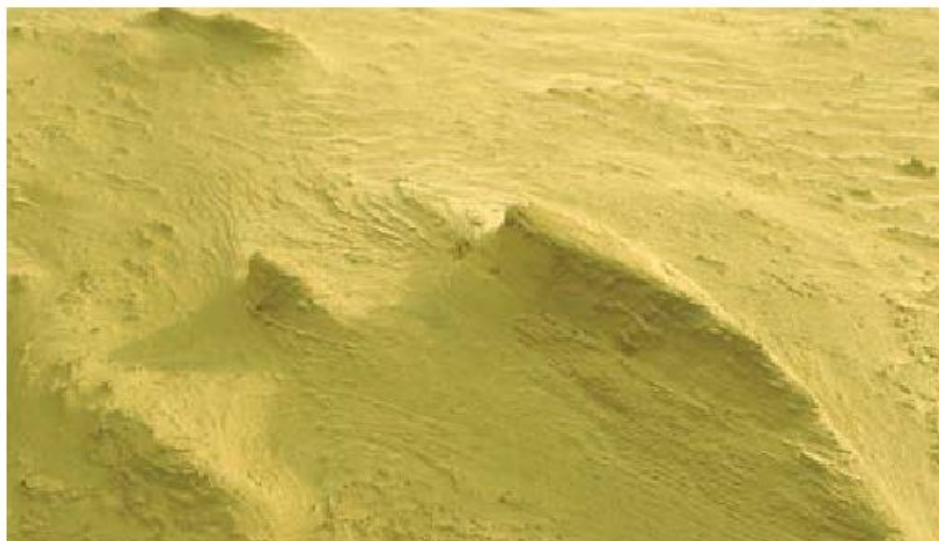
### 10.6.2 Yardangs

El término **yardang** procede del borde oriental del Desierto de Taklimakan (China) (Hedin, 1903). Su forma parece la del casco de un barco invertido (Fig. 10.10), aunque en muchos casos los yardangs son de techo plano y carecen de quilla. La cara que da al viento es roma, mientras que el lado de sotavento se estrecha y pierde altura. Los yardangs presentan formas muy variadas (Fig. 10.11). Halimov y Fe-



**FIGURA 10.11** Yardangs en forma de quilla desarrollados en depósitos de yesos y calizas miocenos. Al fondo, la laguna de La Playa, plataforma de Bujaraloz exhumada y sedimentos miocenos superpuestos en la Sierra de Santa Quiteria.



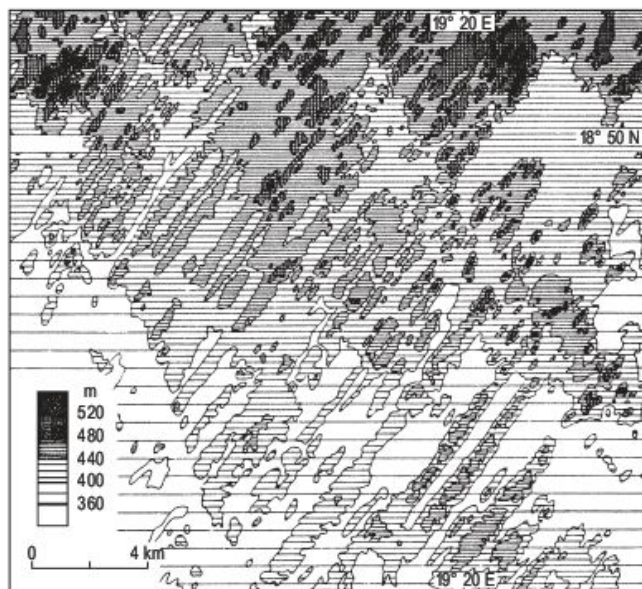


**FIGURA 10.12** Microyardangs en duna cementada. Sebkha Matti (Unión de Emiratos Arabes).

zer (1989) describen en la Depresión de Qaidam (China) ocho tipos de yardangs en función de su morfología y proponen una sucesión temporal en la génesis de estas formas. La relación longitud /anchura varía entre 3:1 y 10:1 (McCauley *et al.*, 1977). Los yardangs suelen presentarse agrupados y sus ejes mayores son paralelos a la dirección de los vientos de mayor intensidad. Se encuentran en todos los grandes desiertos del mundo, excepto en el de Australia (Goudie, 2007). También se han reconocido en Marte (Greeley e Iversen, 1985). Algunos investigadores (Cooke *et al.*, 1993) diferencian los yardangs en función de su tamaño: microyardangs (1 m) (Fig. 10.12), mesoyardangs (10-100 m) y megayardangs (1km). Parece más útil la diferenciación de Livingstone y Warren (1996) entre formas que no superan los 100 m de longitud, a las que denominan yardangs, y las de mayor tamaño que constituyen las crestas (Mabbutt, 1977; Laity, 1994) o megayardangs (Fig. 10.13). Los perfiles transversales a los megayardangs presentan una forma en U, en la que el fondo constituye el corredor. Estos suelen estar cubiertos de arena, de pavimentos y, en ocasiones, de barjanes, paralelos a las crestas. Alcanzan un gran desarrollo en las partes meridionales del Macizo del Tibesti (Sahara centrorienta), en la que las crestas llegan a alcanzar 200 m de altura, menos de 4 km de largo y un espaciado entre 0,5 y 2 km, ocupando un área superior a los 600.000 km<sup>2</sup> (Hagedorn, 1968; Mainguet, 1968, 1972). Agrupaciones muy extensas se encuentran también en los desiertos hiperáridos de Egipto, Irán, Perú y Sur de los Andes. Los yardangs se esculpen sobre todo en materiales blandos, como arenas eólicas y depósitos fluviales y lacustres cenozoicos, aunque muchas de las crestas del Sahara se elaboran sobre areniscas cámbricas. En general, pueden desarrollarse en una amplia variedad de litologías, desde sedimentos semiconsolidados a granitos u otras rocas más resistentes (Goudie, 1989b). Además la dirección, buzamiento y fracturación de las rocas afectan a la forma y desarrollo de los yardangs. También se reconocen yardangs

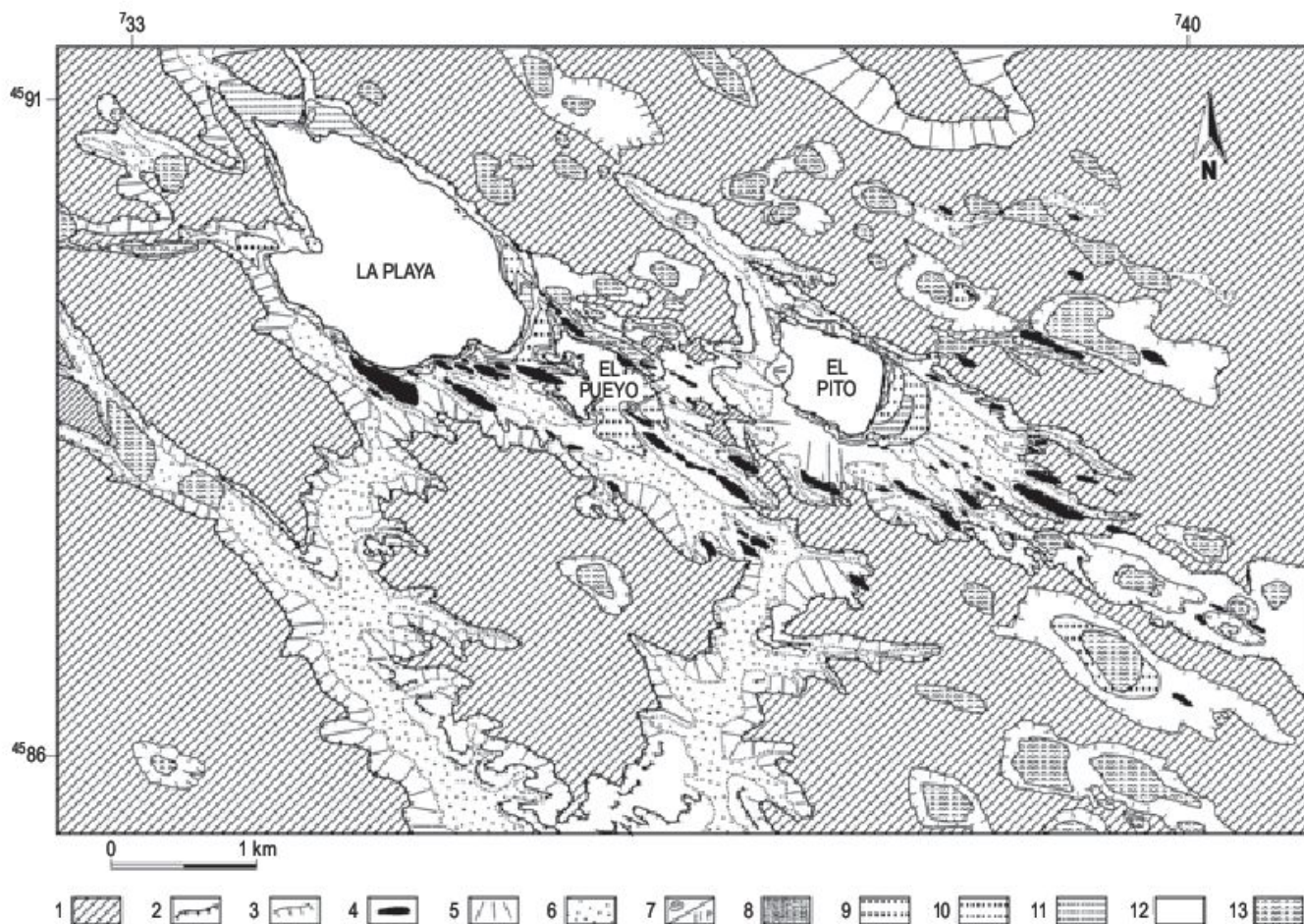
elaborados sobre yesos y calizas continentales miocenos en el sector central de la Depresión del Ebro (España), en un ambiente típicamente semiárido. Los yardangs se localizan a sotavento de grandes playas (Fig. 10.14) y tienen una dirección N122E coincidente con el viento prevalente (cierzo). También se desarrollan en depósitos lacustres no consolidados (Gutiérrez *et al.*, 2002, Desir *et al.*, 2007).

Los yardangs se producen posiblemente por procesos de abrasión y deflación (McCauley *et al.*, 1979; Ward y Greeley, 1984), con ligeras modificaciones por erosión hídrica (Laity, 1994, Goudie, 1999). La abrasión contribuye al pulido y a la socavación basal en los frentes y los flancos, que



**FIGURA 10.13** Areniscas labradas por el viento, dando lugar a una morfología de crestas y corredores. Zonas bajas de Borkou, sur del Macizo del Tibesti (República del Chad) (Hagedorn, 1968).





**FIGURA 10.14** Mapa geomorfológico de los sistemas playa-yardang, unos 5 km. al Sur de Bujaraloz (provincia de Zaragoza); (1) plataforma estructural; (2) escarpes; (3) borde de las depresiones; (4) yardangs; (5) depósitos de ladera; (6) corredores y valles de fondo plano; (7) abanicos aluviales y barrancos; (8) terraza lacustre  $T_3$ ; (9) terraza lacustre  $T_{2a}$ ; (10) terraza lacustre  $T_{2b}$ ; (11) terraza lacustre  $T_1$ ; (12) fondo de playa; (13) dolinas en cubetas (Gutiérrez *et al.*, 2002).

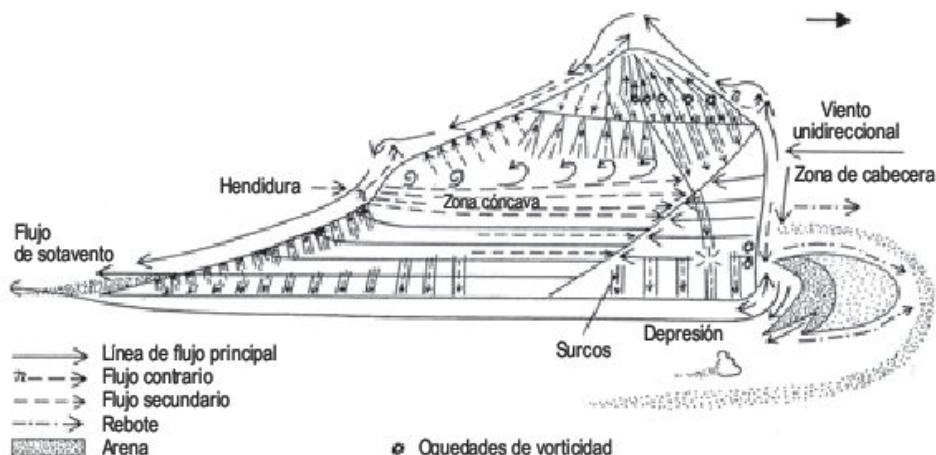
puede alcanzar hasta un altura de uno a dos metros (Grolier *et al.*, 1980). La deflación es importante en el desarrollo de los yardangs constituidos por litologías poco consolidadas. Al igual que en los ventifactos, se ha indicado que es un proceso importante la vorticidad de partículas de polvo en su modelado (Whitney, 1978, 1983 y 1985) (Fig. 10.15). Muchos de los yardangs han sufrido previamente una erosión fluvial (Embabi, 1999, Ritley y Odonutuya, 2004) y se alargan más fácilmente cuando la red es paralela a los vientos prevalentes. Parecen existir intervalos de tiempo con actividad fluvial y lacustre y otros con predominio de la acción eólica, en los que se producen rellenos y exportaciones en los corredores (Mainguet, 1972). Finalmente, los experimentos en túneles de viento (McCauley *et al.*, 1979; Ward y Greeley, 1984), realizados con sedimentos sintéticos, señalan que se reconocen flujos principales positivos y otros secundarios negativos de retomo alrededor de los flancos. Concluyen que la abrasión y la deflación son los procesos fundamentales en la formación de los yardangs (Fig. 10.15) (Whitney, 1983).

### 10.6.3 Cuencas de deflación

En el origen de las depresiones cerradas (Capítulo 17) se analizan algunos de los rasgos fundamentales de las denominadas cuencas erosivas. En este apartado profundizaremos en algunos aspectos relacionados fundamentalmente con sus características geométricas, distribución y origen.

Las cuencas de deflación son depresiones cerradas, que llegan a alcanzar el 12% de grandes superficies (Cooke *et al.*, 1993). Tienen generalmente formas redondeadas, elípticas o arrionadas y sus bordes son redondeados. Son más abundantes en las zonas semiáridas del mundo y alcanzan un gran desarrollo en África central y meridional, centro de Estados Unidos, las Pampas y el Pantanal de Suramérica, Australia meridional y occidental, Manchuria y Siberia occidental (Goudie, 1991, 1999; Goudie y Wells, 1995). Los tamaños varían considerablemente y las superficies de las cuencas del suroeste de Australia están comprendidas entre 0,004 y 100 km<sup>2</sup>, con un tamaño medio de 0,05 km<sup>2</sup> (Killigrew y Gilkes, 1974), mientras en





**FIGURA 10.15** Sistemas de líneas de flujo deducidas de un yardang de pequeño tamaño en Black Hiel, suroeste del desierto hiperárido de Egipto (Whitney, 1983).

África del Sur fluctúan entre 0,05 y 30 km<sup>2</sup>, con una media de 0,2 km<sup>2</sup> (Goudie y Thomas, 1985). Estos autores calculan densidades de 100 cuencas por 100 km<sup>2</sup>.

Las cuencas de deflación se desarrollan preferentemente en sedimentos pobremente consolidados. Algunas litologías, como las areniscas en África del Sur, son las más adecuadas para la generación de estas depresiones cerradas. Algunas rocas se desintegran rápidamente ante la meteorización salina, tales como algunas argilitas que tienen un elevado contenido salino, lo que facilita la deflación (Desir *et al.*, 2003; Gutiérrez *et al.*, 2005). La presencia de arcillas hinchables trae consigo que en épocas de secado, el regolito arcilloso se rompa profundamente y el material resultante de la desintegración se exporte fácilmente por el viento (Price, 1963).

Durante el Pleistoceno superior la desecación de los grandes lagos pluviales del Oeste de los Estados Unidos desencadenó una intensa deflación que produjo la excavación del fondo, la movilización de campos de dunas y la generación de lunetas (Goudie y Wells, 1995). Efectos parecidos se reconocen en otros continentes.

Los sistemas de drenaje antiguos desarrollados en extensas áreas de bajo relieve son lugares idóneos para la generación de cuencas de deflación. La excavación por deflación de partes de los cursos de agua desconecta la red al generar cuencas de deflación, aunque se reconoce el trazado de los paleocanales (Bowler, 1986). También las dunas pueden bloquear los canales, originando finalmente cuencas de deflación.

En desiertos de arena se encuentran grandes extensiones de cuencas de deflación interdunares. Se forman como consecuencia del desarrollo de campos de cordones de dunas, derivados de dunas parabólicas. El desarrollo de estas dunas implica la formación de cuencas de deflación de forma elíptica (Lancaster, 1978).

También en áreas litorales, de ambientes más húmedos, se reconocen extensos campos de cuencas de deflación. En Carolina Bays, entre Maryland y el norte de Florida, cubren una franja paralela a la costa de unos 1.100 km y se reconocen alrededor de 500.000 cuencas (Prouty, 1952). Se

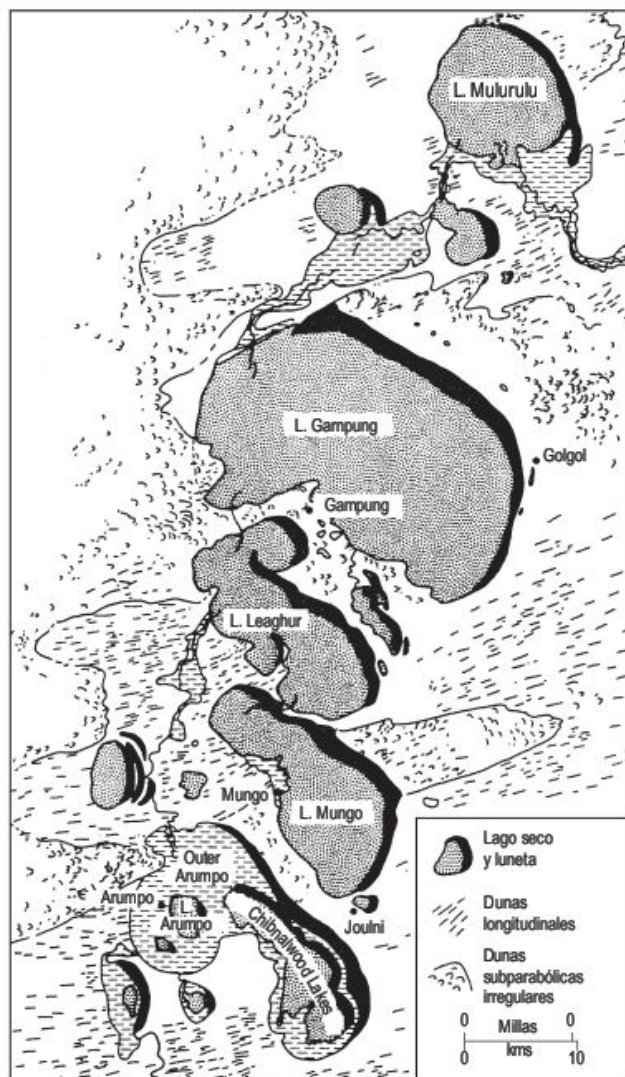
originan durante la glaciación Wisconsin como depresiones elípticas de gigantes dunas parabólicas, formadas por vientos del noreste, a través de las superficies arenosas de la llanura costera, cuando el nivel freático estaba bajo. Al ascender dicho nivel las depresiones se estabilizaron. Con posterioridad, en épocas más secas, se originaron numerosas lunecillas (Price, 1968; Goudie y Wells, 1995).

En los márgenes de sotavento de las cuencas de deflación se desarrollan frecuentemente dunas areno-arcillosas en forma de media luna denominadas **lunette** (**luneta**). Suelen alcanzar alturas comprendidas entre 10 y 50 m, aunque en la Sebkha Kelbia, en el centro de Túnez, su máxima altura es de 165 m, con 17 km de longitud y 9 km de anchura, siendo la luneta más alta del mundo. La superficie de estas dunas suele estar colonizada por vegetación, lo que facilita la acreción. Las partículas del fondo de la cuenca de deflación se fragmentan en micropoliedros por desecación y se movilizan por vientos de velocidades superiores a 3 m/seg, capaces de transportar estas partículas, depositándose en el borde de la depresión cerrada (Perthuisot y Jauzein, 1975). La presencia de sal, que impide el desarrollo de vegetación en el fondo de la depresión, produce la agregación de las partículas arcillosas que posteriormente serán exportadas. Los *pellets* de arcilla y sal que forman la luneta se lixivian por las precipitaciones y la sal vuelve parcialmente al fondo de la sebkha; de este modo se establece un ciclo para la sal (Tricart, 1969).

A veces en el área de sotavento se localizan varias lunetas (Fig. 10.16). La duna más externa tiene un contenido en cuarzo mucho mayor y en las internas se incrementa el contenido en arcilla, llegando a ser dunas arcillosas (Bowler, 1973, 1986). Se interpreta como que la duna más externa se produce por deflación de depósitos fluviales. Por el contrario, las lunecillas más internas se desarrollan por deflación, a partir de depósitos de playa que se acumularon posteriormente, después de la fase de deflación inicial (Goudie y Wells, 1995) (Fig. 10.17).

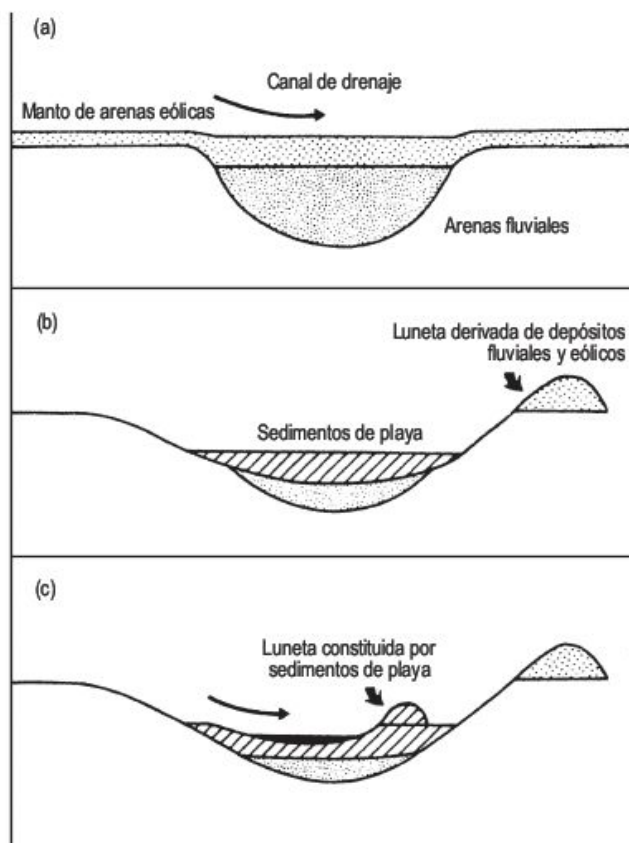
Las grandes cuencas de deflación (Fig. 17.52), como la Depresión de Qattara, suelen tener un origen poligénico, aunque la deflación juegue el papel fundamental. Albritton





**FIGURA 10.16** Conjunto de cuencas de deflación y lunecillas con dunas que les rodean. Noroeste de New South Wales, sureste de Australia (Bowler y McGee, 1978).

*et al.*, (1990) señala que esta depresión se origina como un valle fluvial, que posteriormente se desmembró por procesos kársticos durante el Mioceno superior y más tarde pro-



**FIGURA 10.17** Modelo de desarrollo de lunecillas por deflación de depósitos fluviales, mantos de arena eólicos y depósitos de playa (Goudie y Wells, 1995).

fundizó por deflación, además de modificarse en ocasiones por movimientos de masa y procesos fluviales. A todo ello hay que añadir el papel de la meteorización salina al preparar el material para la deflación posterior. Hay que tener también en cuenta el papel que juegan las oscilaciones climáticas cuaternarias en la modificación de los procesos geomorfológicos y, por consiguiente, en su génesis. De todo ello se deduce que las grandes cuencas de deflación tienen una larga y compleja historia. En las cuencas de deflación más pequeñas domina la deflación, aunque también se reconocen, como ya se ha indicado, otros procesos.

## 10.7 Acumulaciones eólicas

Las acumulaciones eólicas resultan de la sedimentación de partículas transportadas por el viento, que dan origen a depósitos de arena y polvo. Comenzaremos por el estudio de las arenas eólicas, analizando su distribución, procesos y tipos de acumulaciones.

Las dunas son, sin duda, las formas más llamativas dentro de los desiertos (Fig. 10.18). Su investigación ha sufrido un fuerte empuje, en estas dos últimas décadas, a partir del estudio de imágenes de satélite. Las arenas eólicas cubren aproximadamente el 5% de la superficie te-





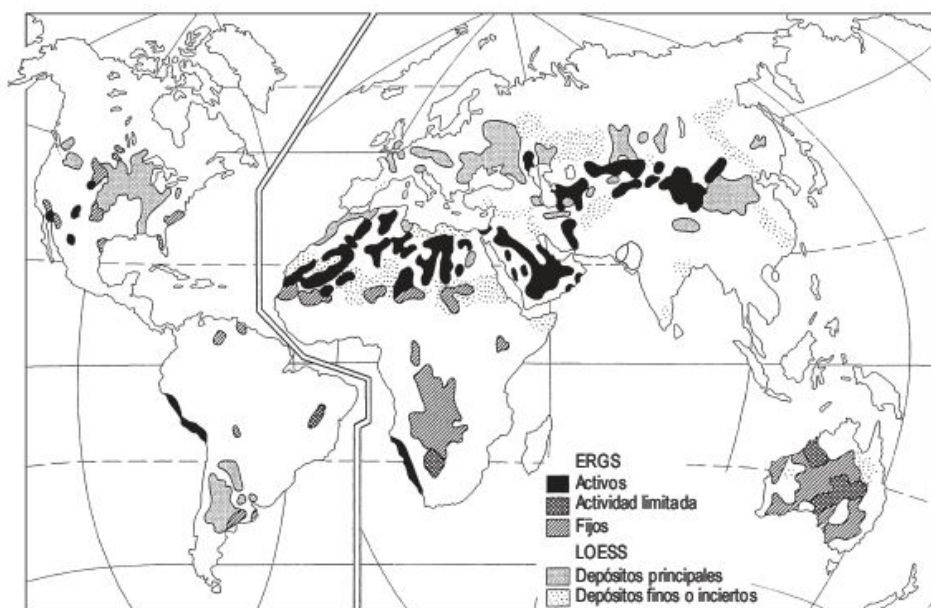
**FIGURA 10.18** Campo de dunas en Jaisalmer. Desierto del Thar (India).

restre (Thomas, 1997b) y un 20% de las zonas áridas del mundo están constituidas por estas acumulaciones arenosas. Las proporciones de esta cubierta varían según los distintos desiertos, desde menos del 1% en Norte y Suramérica (Lancaster, 1995) hasta un 50% en Australia (Mabbutt, 1977). El término **erg** o **mar de arena** comprende una gran superficie cubierta de arena, que cubre como mínimo un área de 125 km<sup>2</sup> (Fryberger y Ahlbrandt, 1979; Thomas, 1997c). Al erg se le denomina *koum* en Asia Central y *nafud* en Arabia.

La distribución global de los grandes ergs se encuentra en la Fig. 10.19, en la que se diferencian mares de arena activos y ergs marginales estabilizados por colonización vegetal. La mayoría de los ergs son activos en torno a los 150 mm de precipitación media anual (Wilson, 1973). En el hemisferio norte se concentran la mayor parte de los ma-

res de arena. Wilson (1973) diferencia 58 ergs con áreas superiores a 12.000 km<sup>2</sup> en los distintos desiertos del mundo; en el Desierto del Sahara está el mayor número de ergs, de los que el más grande es el Erg Chech, al sur de Argelia, con 312.000 km<sup>2</sup>. El Erg de Rub al Khali (Fig. 10.20), que ocupa una tercera parte de la Península de Arabia, tiene un área de 560.000 km<sup>2</sup> y el Desierto Great Sandy-Gibson, al oeste de Australia, cubre una superficie de 630.000 km<sup>2</sup>.

En algunas áreas surge un problema en la distinción entre dunas litorales y desérticas, que es difícil de resolver. Ejemplos que contemplan esta problemática los podemos encontrar en las zonas costeras de Namibia (Lancaster, 1982; Lancaster y Ollier, 1983), Perú (Finkel, 1959) y Omán (Goudie *et al.*, 1987). En algunas zonas las dunas continentales encuentran su suministro de arena en las re-



**FIGURA 10.19** Distribución global de los depósitos eólicos. (Thomas, 1997).



**FIGURA 10.20** Formas barjanoides en el erg meridional de Rub al Khali (Unión de Emiratos Arabes).

giones costeras, mientras que en otras áreas los ergs han progradado hacia el mar (Pye y Tsoar, 1990).

En los ergs se observa una diferenciación jerárquica (Wilson, 1972; Lancaster, 1994) en la que pueden distinguirse tres órdenes con diferentes espaciados: a) ripples eólicos (0,1-1 m), b) dunas individuales simples (50-500 m) y c) dunas compuestas y complejas (>500 m). Cada elemento de la jerarquía responde a la dinámica del régimen de vientos de la región.

Otros grandes cuerpos de arenas eólicas no tienen forma de dunas y se les denomina **mantos de arena** (*sand sheets*). Pueden alcanzar un área desde unos pocos km<sup>2</sup> hasta unos 100.000 km<sup>2</sup> en el Sahara oriental (Breed *et al.*, 1987). Su desarrollo está controlado por la vegetación, tamaño del grano, niveles freáticos superficiales, inundaciones estacionales y costras superficiales (Kocurek y Nielson, 1986).

## 10.8 Factores que afectan al desarrollo de los ergs

Para la formación de los ergs se necesitan tres requisitos: a) grandes suministros de arena, b) condiciones climáticas y topográficas adecuadas y c) suficiente energía del viento (Pye y Tsoar, 1990).

El 90% de las partículas de los ergs activos son de tamaño arena, ya que los limos se transportan por lo general lejos de los desiertos y las arcillas solo se movilizan eólicamente como *pellets*. La mayoría de la arena deriva de depósitos fluviales, litorales y lacustres. En el Desierto de Namib (Lancaster y Ollier, 1983) y en el del Sinaí las dunas se han originado a partir del transporte eólico sobre ambientes fluviales y litorales. Las arenas pueden movilizarse a lo largo de trayectorias determinadas y recorren enormes distancias hasta las zonas distales de los ergs (Wilson, 1973). Las máximas velocidades se han obtenido en mantos de arena en Mauritania, donde fluctúan entre 62,5 y 162,5 m<sup>3</sup>/m de anchura/año (Sarnthein y Walger, 1974) y en barjanes son de 3,49 m<sup>3</sup>/m de anchura/año. Si las velocidades de suministro de arena son elevadas se pueden formar extensos campos de dunas en decenas o

cientos de años. Sin embargo, el tiempo requerido para el desarrollo de los ergs es mucho mayor. La potencia media en los ergs saharianos es de 21-43 m, mientras que en el Desierto Simpson (Australia) es de 1 m (Wilson, 1973). Estos valores son muy bajos cuando se comparan con las potencias de varios cientos de metros de formaciones paleozoicas y mesozoicas de origen eólico, lo que implica una subsidencia en las cuencas sedimentarias y posiblemente una mayor actividad eólica para esas épocas, especialmente antes del desarrollo de las plantas terrestres (Kocurek, 1988).

Los procesos eólicos son, por lo general, más importantes cuando la cobertura vegetal es escasa y, por estas circunstancias, los grandes ergs se encuentran en zonas con <250 mm de precipitación, aunque para África del Sur el límite de las dunas activas oscila entre 100 y 150 mm (Lancaster, 1981). En algunos ergs se reconocen varias fases de acumulación, en las que los hiatos existentes se han originado por cambios climáticos, tal como se observa en el Golfo de Omán (Cooke *et al.*, 1993).

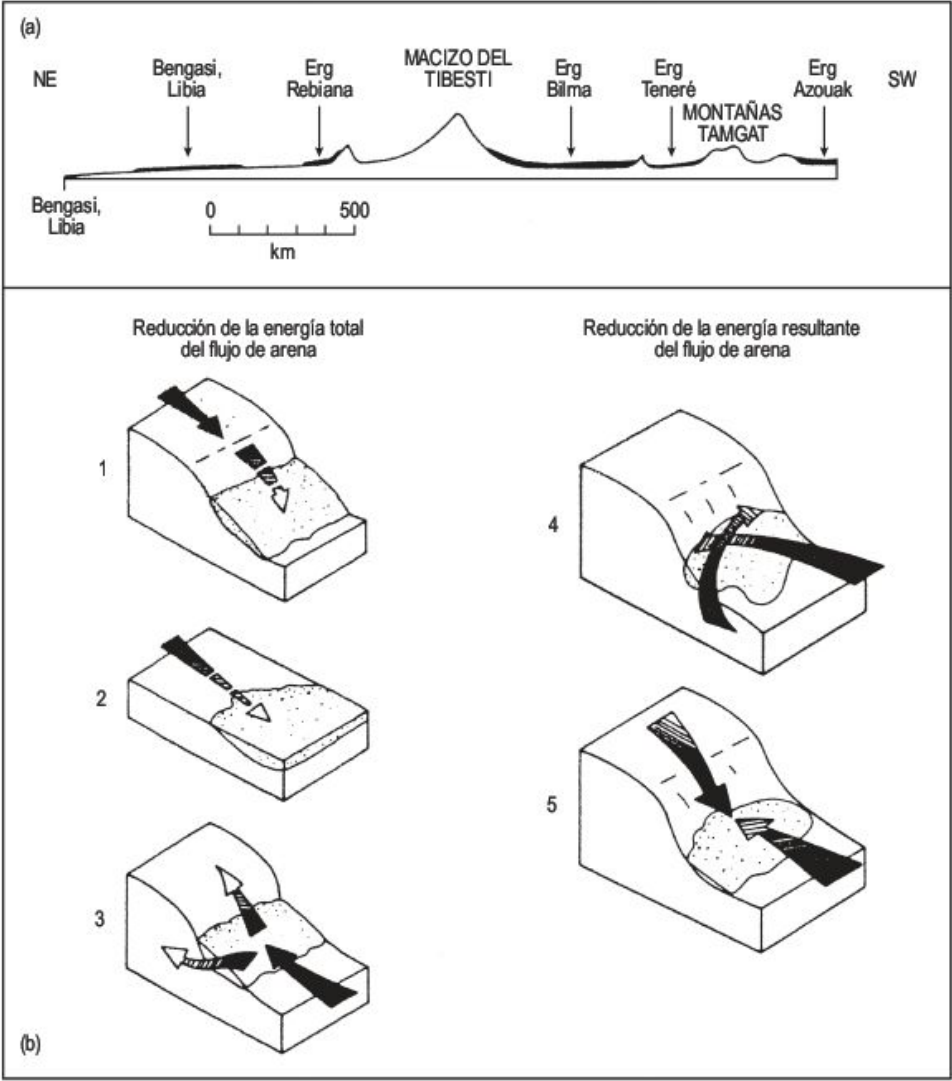


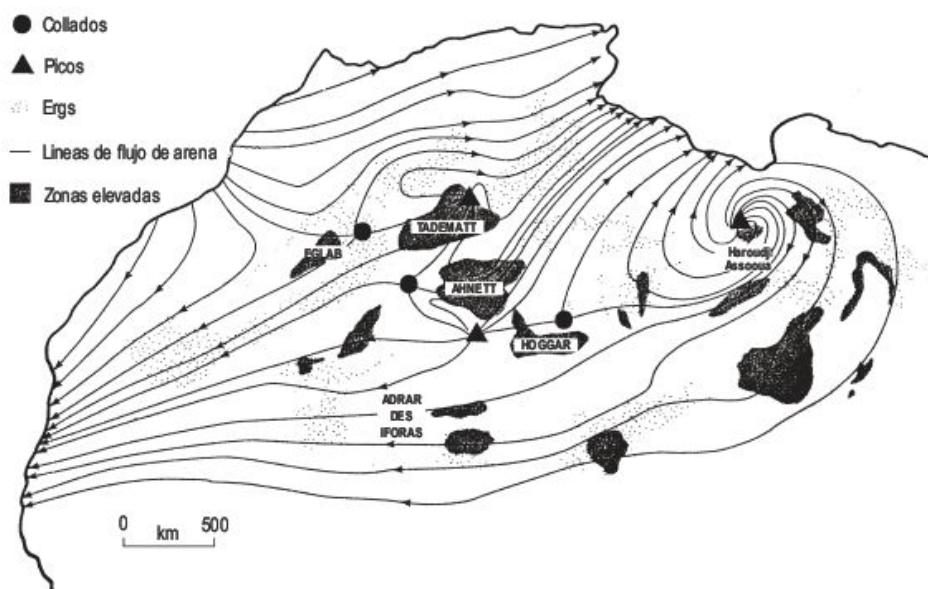
Los ergs pueden ser dinámicos o estáticos en función de su movilidad a lo largo del tiempo. Los primeros se encuentran en áreas planas y en ellas la emigración del erg, en dirección del viento dominante, no encuentra obstáculos significativos (Pye y Tsoar, 1990). Por el contrario, los ergs estáticos se localizan en depresiones topográficas, limitadas por pendientes pronunciadas (Fig. 10.21a) (Wilson, 1973). Un claro ejemplo lo encontramos en el Gran Erg Oriental, localizado al sur por los escarpes del Plateau de Tademait (Fryberger y Ahlbrandt, 1979). Estos autores proponen diferentes influencias topográficas en el desarrollo de los ergs (Fig. 10.21b). Estos pueden ubicarse (1) en la sombra de barreras topográficas, (2) en depresiones poco profundas de los desiertos y (3) en zonas con una reducción de la energía de transporte. Por otra parte, la energía resultante puede dispersarse (4) si los vientos superficiales deflactan a lugares de acumulación favorable y (5) cuando se enfrentan vientos de diferentes direcciones.

Cuando las velocidades de transporte de arenas son elevadas el flujo es mayor que la sedimentación y se desarrollan mantos de arena y barjanes. Por el contrario, si el flujo de arena es saturado y la acumulación supera al transporte, se generan los ergs (Wilson, 1971). Este autor utilizó las direcciones del flujo de arena obtenidas por observatorios meteorológicos para dibujar mapas de flujo de arena en el Sahara (Fig. 10.22). De esta forma obtiene las áreas de procedencia y sedimentación de los ergs saharianos.

En los desiertos tropicales, los ambientes de energía eólica alta se localizan en la franja de vientos alisios que orlan las áreas anticiclonales, mientras que las zonas de energía baja se sitúan en las proximidades de los centros de altas presiones (Livingstone y Warren, 1996). La región del Sahel, en el sur del Sahara, es una zona de baja energía en la que se acumulan las partículas procedentes de los alisios del noreste, que son zonas de mayor energía.

**FIGURA 10.21** (a) Relaciones de los ergs con la topografía en el norte de África (Wilson, 1973). (b) Tipos de influencias topográficas en el desarrollo de los ergs (Fryberger y Ahlbrandt, 1979).



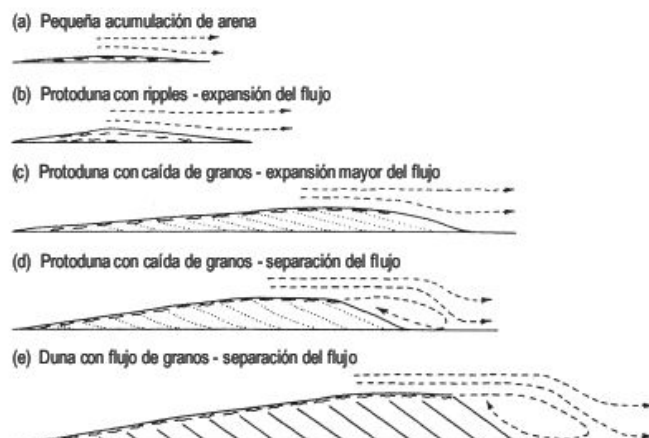


**FIGURA 10.22** Líneas de flujo de arena que indican las principales áreas de procedencia y sedimentación en el Sahara (Wilson, 1971; Mainguet, 1978).

## 10.9 Procesos dominantes en las dunas

En las dunas el comienzo, desarrollo y obtención de una morfología de equilibrio viene dado por el balance entre la erosión y la sedimentación, las cuales controlan la morfología de la duna (Lancaster, 1995). Una disminución en el transporte de arena da lugar a una afluencia que supera a la evacuación, produciendo sedimentación y elevación de la acumulación. Por otra parte, las irregularidades del sustrato inciden considerablemente en las velocidades de transporte por su interacción con el flujo y por la generación de flujos secundarios (Lancaster, 1994).

El comienzo de la formación de una duna es un proceso escasamente conocido. La iniciación de una duna implica una sedimentación local que se produce por un descenso de la velocidad de transporte. Kocurek *et al.* (1992), en su trabajo sobre el desarrollo de las dunas de Padre Island (Texas), indican que la acumulación comienza en débiles irregularidades de la superficie o pequeños obstáculos de vegetación o bloques, que dan lugar a dunas de sombra. En esta publicación se reconocen cinco etapas de iniciación y desarrollo con una progresiva evolución del lado de sotavento, debido a la separación y expansión del flujo (Fig. 10.23): a) pequeñas acumulaciones irregulares de arena seca con unos pocos centímetros de altura, b) protodunas de 0,1-0,35 m de altura con ripples en toda la superficie; c) protodunas de 0,25-0,40 m con granos que caen por la cara de sotavento; d) barjanes de 1-1,5 m de altura con flujo de granos y e) dunas crecientes de 1-2 m de altura. Las tres primeras etapas pueden considerarse como generadoras de dunas embrionarias.



**FIGURA 10.23** Etapas de iniciación de las dunas en la cara de sotavento. La estructura interna se representa por líneas onduladas para *ripples*, líneas de puntos para láminas de granos caídos y líneas continuas para estratificaciones cruzadas generadas por flujo de granos (Kocurek *et al.*, 1992).

Bagnold (1941) observa que un intenso transporte de arena lleva consigo una inestabilidad transversal al flujo, que produce el depósito de arena en bandas longitudinales de 1-3 m de anchura. Señala que estas bandas pueden constituir los núcleos de futuras dunas longitudinales.

En las pequeñas acumulaciones de arena se produce erosión con velocidades del viento bajas e intermedias, pero cuando éstas son elevadas domina el proceso de acreción (Greely e Iversen, 1985). También se pueden formar



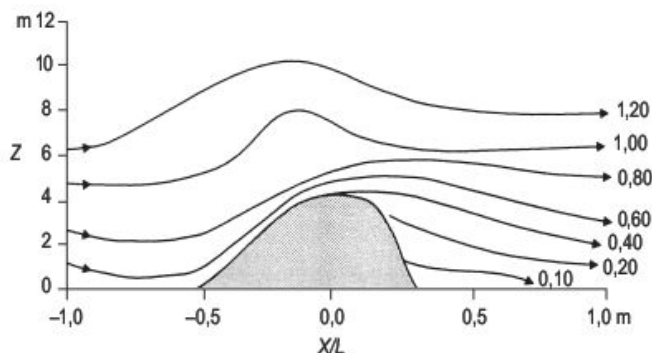
las dunas por fuertes ráfagas de viento que son capaces de barrer la arena y depositarla cuando va cesando el viento; las pequeñas acumulaciones eólicas pueden constituir el inicio de la formación de las dunas (Warren y Knott, 1983).

Uno de los problemas, en los que se barajan numerosas interpretaciones, es el relativo a la repetición regular de dunas sucesivas, de aproximadamente la misma forma y con un espaciado similar. Los modelos se basan en dunas desarrolladas bajo el agua y su evolución se fundamenta en la inestabilidad cinemática y la turbulencia (véase Cooke *et al.*, 1993; Livingstone y Warren, 1996).

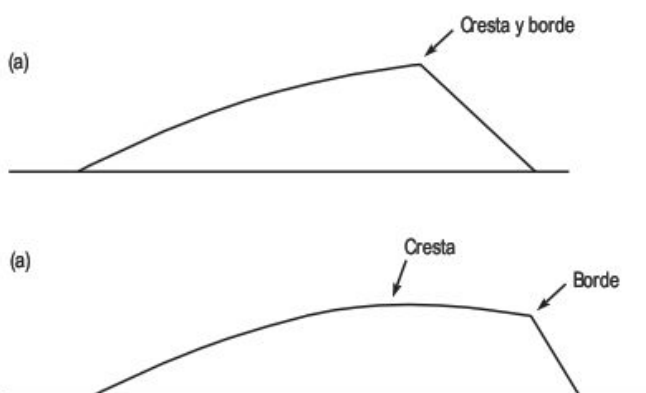
Por otra parte, a medida que las dunas crecen, el flujo de aire se comprime hacia la cresta, lo que trae consigo un incremento de la velocidad del viento y, por otra parte, una expansión y divergencia en el lado de sotavento, que produce sistemas muy variados de flujos secundarios (Lancaster, 1995) (Fig. 10.24).

Las **laderas de barlovento** de una duna son una zona de importantes cambios, que se manifiestan por las modificaciones de la pendiente de la ladera, rugosidad, velocidad de cizallamiento y descarga de arena (Livingstone y Warren, 1996). Toda la ladera es una zona de máxima erosión (Bagnold, 1941) y en ella la velocidad del viento aumenta hacia la zona más elevada. Las diferencias de velocidad existentes entre la ladera y la cresta de la duna, medidas en barjanes, puede superar incluso la relación 1/42. Estas condiciones se encuentran en laderas rectas de 5 a 10° de inclinación. No obstante, se han indicado velocidades del viento elevadas para laderas muy inclinadas (Lancaster, 1985), aunque para otros autores en las zonas de vientos fuertes se producen en pendientes bajas (Gaylord y Dawson, 1987). Todo ello indica un claro desacuerdo que necesita de futuras investigaciones.

Las **crestas** pueden tener forma recta o bien constituyen la zona más elevada, separada del borde que da paso a la cara de sotavento (Fig. 10.25). Estas variaciones se explican a partir de pequeñas dunas en domo, con una neta separación entre cresta y borde, que se transforman en dunas de mayor tamaño en las que la separación es mucho



**FIGURA 10.24** Flujo del viento sobre un barján aislado en Salton Sea, California. Se observa una compresión del flujo en la ladera de barlovento y una expansión en la de sotavento (Lancaster, 1994).



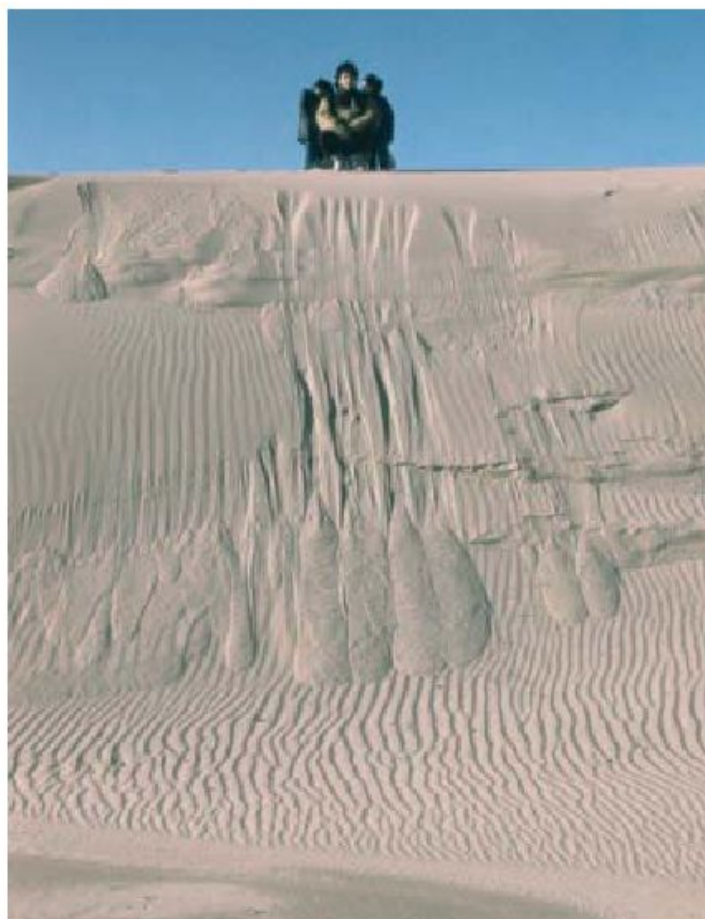
**FIGURA 10.25** Cresta de una duna (punto más alto) y borde (techo de la ladera de sotavento); (a) la cresta y el borde son los mismos y en (b) están separados (Livingstone y Warren, 1996).

menor, para evolucionar finalmente a laderas rectas con cresta (Lancaster, 1987). También se han sugerido evoluciones inversas (Capot-Rey, 1963). Otra interpretación, indicada por Bagnold (1941), señala que la separación entre la cresta y el borde se debe a variaciones en las velocidades de cizallamiento y de transporte de arena. Finalmente, este último autor indica que en las dunas en forma de domo la cresta puede ser móvil, mientras que la base permanece estática. Estas variaciones las comprueba Lancaster (1985), cuyos resultados señalan relaciones de velocidad de la base de la duna con respecto a la cresta de 158:1 y de 13:1 para vientos débiles y fuertes, respectivamente. Estas últimas experiencias indican que el transporte de arena se produce solo en las zonas de cresta de las dunas en las épocas de velocidades bajas, mientras que en periodos de vientos fuertes se moviliza en toda la duna. La cresta puede rebajarse en periodos de pequeña velocidad y crecer con vientos más fuertes.

En las **laderas de sotavento** las velocidades del viento y el transporte de arena disminuyen rápidamente por expansión del flujo entre la cresta y el borde y separación del mismo en la cara de sotavento. El flujo es muy irregular, a ráfagas y con inversiones de flujo, que se detectan con humo. Las velocidades del viento en la base de esta ladera son bajas y variables; para dunas crecientes fluctúan entre 0,4-0,8 con respecto a las crestas, para el Desierto de Namib y alcanzan valores de hasta 0,04 en las dunas de Padre Island, Texas (Sweet y Kocurek, 1990). En las dunas longitudinales y en estrella el flujo es complejo, sobre todo si la línea de cresta es sinuosa. La separación del flujo tiene lugar en la cresta, pero cuando éste es oblicuo se originan remolinos en la cara de sotavento y transporte de arena a lo largo de la duna (Tsoar, 1983a). Los granos de arena pueden caer desde la cresta o traspasarla por saltación (Fig. 10.5). También se desplazan en masa, a partir de grietas con escarpes de 5-10 mm, fluyendo en forma de avalanchas y produciendo morfologías en forma de cuello de botella (Fig. 10.26). Estas lenguas

de avalancha tienen unos pocos centímetros de potencia, en torno a 0,5 m de anchura y se movilizan a velocidades de alrededor de 0,2 m/seg. (Hunter, 1985). Con el rocío

de la mañana o en ambientes salinos, existe una cohesión superficial, que produce la movilización de placas de arena (Fig. 10.27) (McKee, 1979).



**FIGURA 10.26** Flujos en forma de cuello de botella en la cara de sotavento de una duna. Ythan Stuary and Sands of Forvie, Aberdeenshire (Escocia). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 10.27** Placas de arena deslizadas en la ladera de sotavento. Playa del Trabucador, Delta del Ebro. Foto F. Gutiérrez.



Se diferencian una gran cantidad de tipos de dunas, a pesar de que los procesos principales, descritos con anterioridad, se reconocen en todas ellas. Por otra parte, se utilizan numerosos nombres para denominar a las mismas formas (Breed y Grow, 1979), lo que produce cierto confusión a la hora de clasificar las dunas y comparar estas agrupaciones.

Las clasificaciones efectuadas se pueden agrupar en dos (Lancaster, 1995). En primer lugar, las clasificaciones morfodinámicas, que relacionan el tipo de duna con los vientos que la generan o con el suministro de sedimentos. La segunda diferenciación, clasificación morfológica, solo tiene en cuenta la forma externa de la duna. Se han propuesto numerosas clasificaciones morfodinámicas (Aufrère, 1928; Clos-Arceud, 1969; Hunter *et al.*, 1983). Estos últimos autores, al relacionar el rumbo de la duna con la dirección del viento, diferencian entre dunas transversas, oblicuas y longitudinales. No obstante, a partir de investigaciones de dinámica de dunas, se comprueba que distintas partes de la misma duna pueden ser a la vez transversas, oblicuas y longitudinales (Tsoar, 1983b; Lancaster, 1989b). Mainguet (1983, 1984) diferencia formas erosivas (dunas parabólicas y cordones de arena) y morfologías deposicionales (barjanes, cadenas transversas, dunas longitudinales y piramidales). La clasificación morfológica elaborada por McKee y Bigarella (1979) se basa en la forma y en el número de caras. Tomando como base esta clasificación, Lancaster (1995) y Thomas (1997) llevan a cabo la diferenciación de las dunas. Además, exis-

ten otro tipo de clasificaciones, basadas en fines prácticos, tal como la de traficabilidad de las dunas. Recientemente, Tsoar *et al.*, (2004) clasifican las dunas en función de su morfodinámica: dunas migrantes (*migrating dunes*), como las dunas transversas, dunas alargadas (*elongating dunes*), tal como las dunas lineales y dunas de acumulación (*accumulating dunes*).

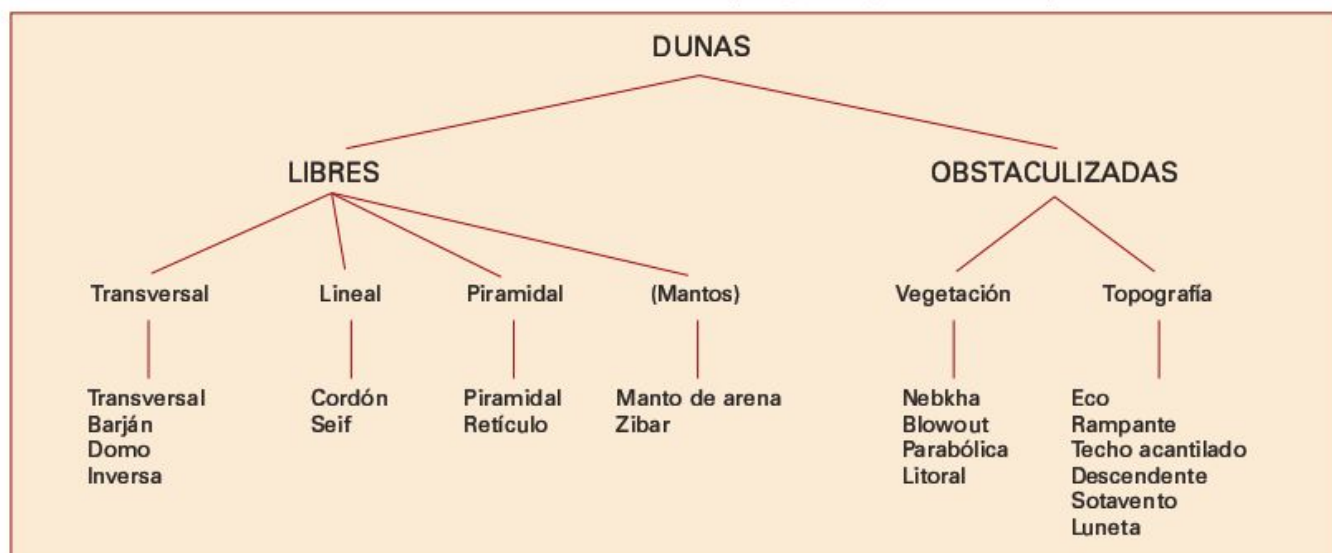
Nosotros adoptaremos por su simplicidad la clasificación propuesta por Livingstone y Warren (1996), que resulta de una modificación de la de Cooke *et al.* (1993), ya que se basa en la forma, libertad de movimiento de la duna e inmovilización por la vegetación o algún obstáculo topográfico (Tabla 10.1).

### 10.10.1 Dunas transversales

La dirección principal del flujo de arena es perpendicular a la cresta, a lo largo aproximadamente de todo el año. Estas dunas crecen y mantienen un equilibrio en su forma y tamaño. Son más largas en dirección perpendicular a la del viento dominante y las laderas de barlovento son de menor pendiente que las de sotavento.

La palabra **barján** es de origen turco y se utiliza para dunas aisladas en forma de media luna desarrolladas sobre un substrato coherente, tal como un pedimento, pavimento desértico o una sebkha. Suelen encontrarse en los márgenes de los ergs y en corredores de transporte de arena en relación con zonas deposicionales. Por lo general,

**TABLA 10.1** Clasificación de dunas (Livingstone y Warren, 1996).

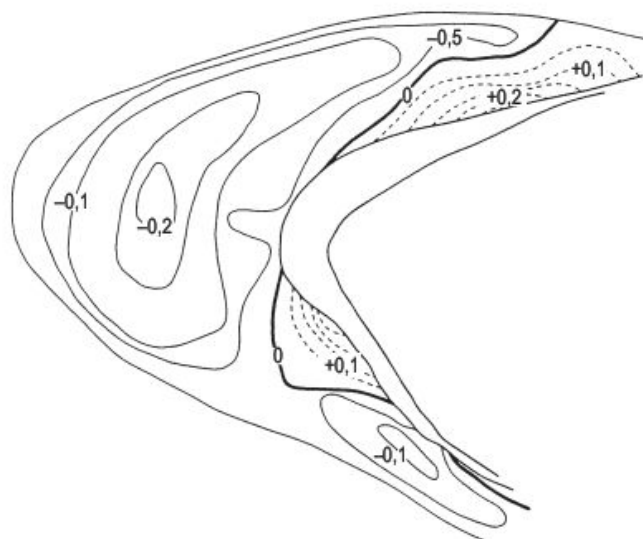




**FIGURA 10.28** En primer término, barján de pequeño tamaño; al fondo, nebkhas. Jaisalmer. Desierto del Thar (India).

son de tamaño pequeño y su altura suele ser la décima parte de la anchura. Los más pequeños se movilizan rápidamente, mientras que los que alcanzan varias decenas de metros de altura emigran muy lentamente. La ladera de barlovento es claramente convexa con un ángulo medio de  $12^\circ$ , mientras que la inclinación de la de sotavento es de  $33\text{--}34^\circ$  (Pye y Tsoar, 1990). Los cuernos apuntan en el sentido de la dirección del viento (Fig. 10.28). La velocidad de avance del barján está directamente relacionada con la velocidad de transporte de arena sobre la cresta y está en relación inversa con la altura de la cresta (Bagnold, 1941). Las velocidades son muy variables, llegando a alcanzar hasta 63 m/año (véase Thomas, 1997). A medida que aumenta el suministro de arena, los barjanes se unen lateralmente para formar cordones barjanoides (Kocurek *et al.*, 1992), también denominados megabarjanes (Cooke *et al.*, 1993; Lancaster, 1995; Thomas, 1997). Si se incrementa la cantidad de arena se producen cordones barjanoides compuestos (Fig. 10.20) (Thomas, 1997), también llamados dunas crecientes compuestas (Breed y Grow, 1979; Lancaster, 1989a). Estas dunas se caracterizan por un cordón principal, que se eleva de 20 a 80 m por encima del área de interduna, con numerosos barjanoides en las partes superiores de las laderas de barlovento y en las zonas de crestas. El espaciado de los grandes cordones oscila entre 700 y 2.000 m. Los barjanes simples y las agrupaciones descritas ocupan aproximadamente un 40% de los desiertos arenosos (Fryberger y Goudie, 1981).

La erosión y sedimentación en los barjanes se caracteriza por la erosión de las laderas de barlovento y la sedimentación en las de sotavento. Durante un periodo de dos semanas, Howard *et al.* (1978) midieron los cambios en la altura de la superficie de un barján. Encontraron fundamentalmente una erosión máxima en el centro del lado de barlovento y sedimentación en la mayor parte del área de sotavento (Fig. 10.29).



**FIGURA 10.29** Cambios en la altura de la superficie de un barján durante un periodo de dos semanas (Howard *et al.*, 1978).

Los experimentos en túneles de viento señalan que la velocidad de cizallamiento ejercida por el viento es la fuerza fundamental del transporte eólico de arena (Butterfield, 1993). Las medidas de campo en dos dimensiones indican que en los barjanes la velocidad (Frank y Kocurek, 1996; Lancaster *et al.*, 1996) y la arena transportada, recogida en trampas, aumentan hacia la cresta de la duna (Wiggs *et al.*, 1996). Estos últimos autores muestran el papel fundamental de la turbulencia deducido en túneles de viento. Por otra parte, los resultados de la aplicación de CFD concuerdan con las medidas de velocidades máximas de viento en la cresta de la duna (Parsons *et al.*, 2004). En el modelo de Hersen *et al.*, (2004) se pone de manifiesto, para los barjanes, que la cantidad de pérdida de arena de



una duna es proporcional a la anchura de sus cuernos, debido a que es el único lugar donde se pierde arena. No obstante, tanto los modelos físicos como numéricos deben considerarse como complementarios de las investigaciones de campo (Livingstone *et al.*, 2007).

Las **dunas transversales** (*transverse dunes*) están constituidas por cordones fundamentalmente perpendiculares al viento; su perfil es asimétrico con la ladera de barlovento de poca pendiente y la de sotavento de inclinación acusada (Fig. 10.30) (Cooper, 1958). El cordón es ondulado, la altura no suele superar los 10 m y el espaciado entre las dunas es de 100 a 600 m (Hesp y Thom, 1990).

Las **dunas en domo** se incluyen en el apartado de dunas transversas, ya que tienen una similar orientación y tipo de transporte de arena. Por lo general son bajas, de cresta aplanada, sin una ladera más abrupta que otra y de forma en planta circular o elíptica. No son frecuentes en la mayoría de los desiertos, pero son muy abundantes en el desierto chino de Taklinakan (Zhende, 1984). A diferencia de otras zonas arenosas en las que su tamaño es pequeño, aquí alcanzan 40-60 m de altura y 500-1.000 m de diámetro. Las dunas en domo suelen encontrarse en los márgenes de los campos de dunas. Glennie (1972) señala que si las velocidades del viento son bajas se originan lomas ovaladas y si son elevadas se generan formas longitudinales. Otros autores indican que la acción de fuertes vientos multidireccionales es la causa del origen de las dunas en domo, ya que impide la formación de las crestas (McKee y Bigarella, 1979; Breed y Grow, 1979).

Las **dunas inversas** se incluyen en el grupo de las dunas transversas, debido a que el transporte de arena es perpendicular a las crestas. Se originan por vientos totalmente opuestos, correspondientes a dos estaciones. Así, las dunas inversas de Omán (Cooke *et al.*, 1993), se forman por los fuertes monzones de verano las más grandes y por vientos contrarios de invierno las de menor tamaño.

## 10.10.2 Dunas lineales

También se denominan **longitudinales**. Son las dunas más frecuentes y tienen una gran longitud de hasta más de 200 kms. Son bastante rectilíneas, paralelas, con un espaciado regular y una sección transversal más simétrica que las dunas transversas. En el perfil longitudinal de las dunas lineales suelen diferenciarse numerosas crestas y collados. Estos son típicos de las dunas medianas y grandes. Sin embargo, las de menor tamaño son bastante rectilíneas. Estas dunas suelen desplazarse en la dirección del viento dominante, aunque algunas se movilizan oblicuamente. Las dunas lineales también se denominan *seif, sif, silk*, etc. y los corredores existentes entre los cordones arenosos se conocen como *gassi, goud*, etc. (véase Cooke *et al.*, 1993).

Se pueden diferenciar, dentro de las dunas lineales, las variedades simples, compuestas y complejas (Pye y Tsoar, 1990). Las primeras constan de un cordón estrecho (Fig. 10.31), que puede superar los 200 kms, con una cresta recta o sinuosa. El perfil transversal es recto o redondeado, con un espaciado interdunas regular y una elevada relación de áreas de duna a interduna. Alcanzan un gran desarrollo en los desiertos de Kalahari y Simpson (Lancaster, 1995). En estas regiones tienen de 2 a 35 m de altura, una anchura de 150-250 m, un espaciado de 200-450 m y pueden alcanzar 200 kms de longitud. En ocasiones, estas dunas se presentan parcialmente cubiertas de vegetación, como en Nizzana, frontera de Israel-Egipto (Fig. 10.32). Una característica de estos campos de dunas son las uniones de las crestas en «Y» o en diapasón, que son frecuentes en áreas de dunas muy próximas. Las zonas de interdunas pueden estar cubiertas de arena o ser pavimentos desérticos cubiertos parcialmente de vegetación.

Las dunas lineales compuestas constan de dos o más cordones de dunas muy próximos o superpuestos sobre la



**FIGURA 10.30** Dunas transversales activas y, en primer término, nebkhas. Corralejo. Fuerteventura. Islas Canarias.





**FIGURA 10.31** Seif «El Dragón», en el litoral de Iquique, norte de Chile, Foto J. Rodríguez Vidal.



**FIGURA 10.32** Dunas lineales simples parcialmente cubiertas por vegetación. Estación experimental de Nizzana. Desierto del Negev.

cresta. Están bien estudiadas en el Desierto de Namib (Lancaster, 1983, 1989a), donde los cordones son asimétricos, de 25-40 m de altura, con un espaciado de 1.200-2.000 m y las áreas interdunas están cubiertas de arena. En cuanto a las dunas lineales complejas, las grandes dunas del Namib, de 50-150 m de altura y 1-2 km de espaciado, tienen una línea de cresta principal, sinuosa y dunas crecientes en los flancos. Las áreas interdunas están cubiertas de arena con ondulaciones subparalelas o ligeramente oblicuas a la cresta principal.

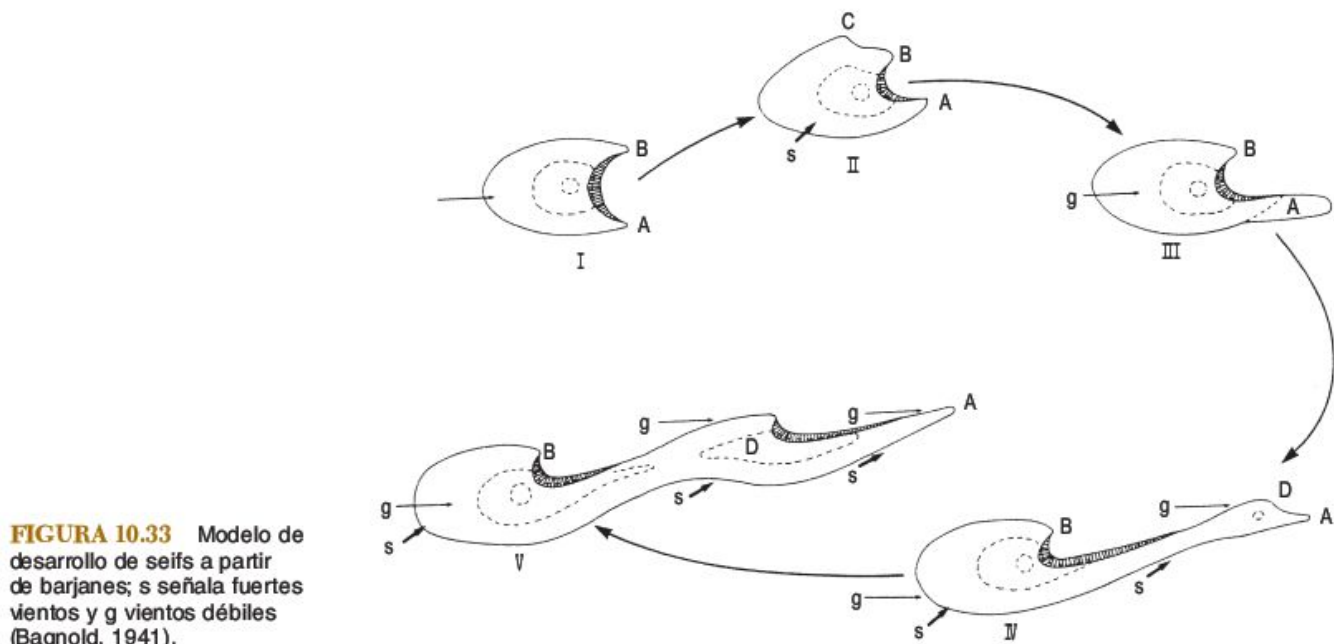
Los regímenes del viento de las dunas lineales son variables. Los más frecuentes son unimodales o bidireccionales y, a veces, se reconocen varias direcciones. Suelen estar fundamentalmente asociados a vientos persistentes de una misma dirección, a los que se superponen vientos oblicuos.

El origen y la dinámica de las dunas lineales ha sido objeto de numerosos estudios, que aparecen reflejados en

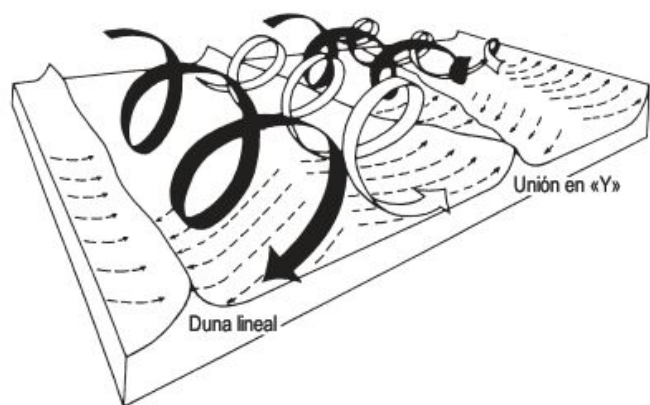
las síntesis de Pye y Tsoar (1990), Cooke *et al.* (1993) y Livingstone y Warren (1996). Bagnold (1941) propuso que los seifs derivan de barjanes por alargamiento de uno de los cuernos en una zona de vientos con dos direcciones de diferente intensidad (Fig. 10.33). Otros consideran que el alargamiento se produce en el frente de una duna parabólica (Verstappen, 1968). La hipótesis del origen de las dunas lineales a partir de flujos helicoidales (Bagnold, 1953) tiene todavía seguidores en la actualidad (Fig. 10.34), por investigaciones de campo y en túneles de viento (Tseo, 1993). Las dunas se desarrollan en las zonas de convergencia y los corredores quedan entre ellas. Este modelo parece explicar también la regularidad del espaciado.

Para Tsoar (1983a) y Livingstone (1989) las dunas lineales resultan de la actuación de vientos en dos direcciones. Estas dunas emigran lateralmente, tal como fue demostrado por Rubin e Ikeda (1990) en experimentos con





**FIGURA 10.33** Modelo de desarrollo de seifs a partir de barjanes; s señala fuertes vientos y g vientos débiles (Bagnold, 1941).



**FIGURA 10.34** Hipótesis de la formación de dunas lineales a partir de flujos helicoidales (Livingstone y Warren, 1996).

*flume*. Esta migración se reconoce porque la dirección de transporte no coincide con el rumbo de la duna y también por el estudio de la estructura interna de la duna (Rubin, 1990). En la actualidad, ésta se puede conocer por el radar de penetración en el terreno (*ground-penetration-radar*; GPR) (Bristow *et al.*, 2000). En un área del Desierto del Namib estos autores encuentran que el ángulo de divergencia entre las dos direcciones principales del viento es de unos  $135^\circ$  y la relación de transporte entre ambas es de 3:1, lo que indica una migración lateral. Por el contrario, Livingstone (2003) en 21 años de observaciones no encuentra una migración lateral perceptible. Igualmente Tsoar *et al.*, (2004), con estudios de fotografías aéreas en el Sinaí, tampoco observan movimientos laterales. Quizás se necesiten más años de observación para detectar los desplazamientos laterales.

### 10.10.3 Dunas piramidales y reticuladas

Ambas tienen en común un conjunto de caras de avalancha desarrolladas a partir de diversas direcciones del viento. Las **dunas piramidales** también se denominan dunas en estrella, en cono, montañas de arena, *ghourds* y otros nombres locales (Pye y Tsoar, 1990; Cooke *et al.*, 1993). Son las dunas mayores existentes en los *ergs* y pueden alcanzar más de 400 m de altura en Argelia (Wilson, 1973). Por consiguiente, soportan un gran volumen de arena y parece que se localizan en zonas de gran sedimentación. Además de su gran tamaño y morfología piramidal presentan un conjunto de tres o cuatro brazos radiales (Fig. 10.35). Alrededor del 11% de todas las dunas son de tipo piramidal (Fryberger y Goudie, 1981) y en el Gran Erg Oriental de Argelia ocupan un 40% de la región (Breed y Grow, 1979). Los brazos convergen en la cima, donde los ángulos de las laderas fluctúan entre  $15^\circ$  y  $30^\circ$ , mientras que las partes más bajas de la duna son más suaves ( $5-10^\circ$ ) y en ellas pueden observarse pequeñas dunas crecientes e inversas. El espaciado entre las dunas varía, según la recopilación de Lancaster (1995), entre 150 y 6.700 m y la anchura de las dunas entre 180 y 6.000 m. En general, existe una clara relación directa entre la altura de la duna y el espaciado de las dunas piramidales (Lancaster, 1989b). Estas dunas pueden crecer unos centímetros al año y parecen emigrar lentamente, en lugar de mantener un balance compensado (Nielson y Kocurek, 1987).

Las rosas de vientos elaboradas en distintos desiertos en dunas piramidales, indican que los vientos son multidireccionales de energía variable (Lancaster, 1989b,c), sobre todo durante los meses en los que tiene lugar la ma-



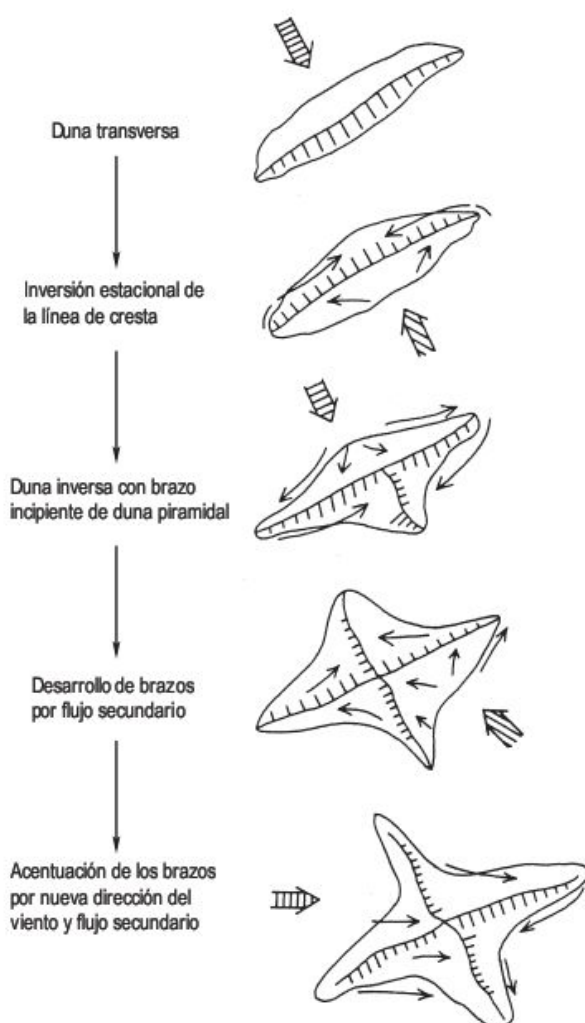
**FIGURA 10.35** Duna piramidal. Erg Chebbi (Marruecos). Foto J. L. Peña.

yoría del transporte de arena. Por consiguiente, el transporte neto es normalmente bajo. Las interacciones entre los cambios de viento estacionales concentran la sedimentación de arena en las partes centrales de la duna. Los brazos principales de la duna piramidal se disponen aproximadamente transversos o débilmente oblicuos a las direcciones del viento dominante local. Los brazos menores se sitúan paralelos y transversos al rumbo de los vientos secundarios (Fig. 10.36) (Lancaster, 1989c). Por otra parte, las barreras topográficas ejercen una influencia manifiesta en la existencia de dunas piramidales (Breed y Grow, 1979), ya que modifican los vientos regionales e incrementan su variabilidad o crean trampas para el transporte.

Las **dunas reticuladas** se desarrollan bajo una cubierta continua de arena y están formadas por dunas de pocos metros de altura. Se entrecruzan configurando redes alveolares o rómbicas de algunos cientos de metros. Se interpretan como conjuntos de dunas transversas que se solapan, como consecuencia de las distintas direcciones de vientos estacionales existentes (Aufrère, 1935). Su complejidad es variable y es función de la intensidad y persistencia de los vientos estacionales.

#### 10.10.4 Mantos de arena y zibars

Los mantos de arena son acumulaciones con pequeñas dunas sin cara de avalancha, que se desarrollan en un terreno muy aplanado (Fig. 10.37). Las **bandas y cordones de arena** son formas alargadas y constituyen una variedad de los mantos de arena (Breed y Grow, 1979). Las superficies pueden ser irregulares, onduladas, con o sin *ripples*, etc. Muchos de los mantos de arena actúan como base o soporte para otras dunas móviles. Globalmente, la extensión de los mantos de arena supera el millón y medio de  $\text{km}^2$  y, al comienzo del capítulo, ya indicamos que la má-



**FIGURA 10.36** Modelo para la formación de una duna piramidal por desarrollo de circulaciones de flujo secundario, a medida que la duna se moviliza en regímenes de viento multidireccional (Lancaster, 1989b).





**FIGURA 10.37** Manto de arena, El Portillo. Fuerteventura. Islas Canarias.

xima superficie conocida es de 100.000 km<sup>2</sup>, en los límites entre Egipto, Sudán y Libia. La potencia de los depósitos de los mantos de arena varía entre unos pocos centímetros a 10 m (Breed *et al.* 1987). El tamaño de grano fluctúa desde arena fina, a veces con un contenido de limo significativo, a arena gruesa mal clasificada (Pye y Tsoar, 1990). En Egipto se trata de llanuras arenosas con depósitos residuales de gravillas y cantos que forman la capa superficial. En general, salvo raras excepciones, los mantos de arena son depósitos pobremente clasificados. Los niveles infrayacentes suelen estar formados por capas de arena subhorizontales (Lancaster, 1995).

Los mantos de arena están afectados por un conjunto de factores que condicionan su formación (Kocurek y Nielson, 1986). La vegetación reduce el movimiento y crecimiento de la duna y se produce una acreción de láminas de arena horizontales. Estas circunstancias de vegetación esparcida son frecuentes en los márgenes de los desiertos. Cuando se tiene en superficie una capa de arena gruesa es muy posible que la fracción fina haya sido exportada por deflación. Si el nivel freático es superficial, o se producen inundaciones periódicas o estacionales, se dificulta o impide la formación de las dunas. Finalmente, la presencia de costras superficiales y tapices algales imposibilita el transporte de arena para formar una duna.

Al igual que los mantos de arena, los **zibars** son áreas aplanadas con dunas sin cara de avalancha con depósitos de poco espesor. Forman *ripples* y *megaripples*, los depósitos son de arena gruesa y se asientan sobre un sustrato duro. Esto explica que el término zibar, derivado del árabe *zibara*, signifique superficie dura transitable para los vehículos. Pueden encontrarse entre dunas lineales y piramidales. Son frecuentes en áreas en las que el material fino ha sido deflactado. Se reconocen en ambientes variados, desde el centro del Sahara hasta las zonas con escasa vegetación del sur de California (Cooke *et al.*, 1993).

### 10.10.5 Dunas obstaculizadas por vegetación

Las áreas con dunas de escasa movilidad son lugares idóneos para el crecimiento de las plantas debido a la retención hídrica por la arena (Tsoar y Moller, 1986). Esta cubierta vegetal modifica el flujo del viento y en ella la arena eólica puede quedar atrapada.

Las **dunas obstaculizadas por la vegetación**, también llamadas **dunas fitogenéticas** (Cooke *et al.*, 1993), proceden de la estabilización de la arena eólica alrededor de las plantas (*nebkhas* y dunas costeras) y de la erosión de superficies cubiertas por vegetación (*blowouts* y dunas parabólicas). Aunque son dunas prácticamente fijas, muchas experimentan cambios en su forma y tamaño durante ciclos estacionales o más largos.

El tipo más frecuente de dunas obstaculizadas por la vegetación son las **nebkhas**, también llamadas dunas de arbusto, dunas de sombra, dunas *hummock*, *rebdou*, etc. (Pye y Tsoar, 1990; Cooke *et al.*, 1993). Ocupan enormes extensiones en las zonas bajas de las áreas semiáridas. Constituyen pequeñas lomas atrapadas por la planta, alargadas en el sentido del transporte de arena y ubicadas en la zona de sotavento (Figs. 10.38, 10.28 y 10.30). Las partículas que constituyen las nebkhas son arena, limo y aglomerados de arcilla. La forma de una nebkha es función del tamaño, densidad y crecimiento de la planta (Capot-Rey, 1957). Se necesita que las plantas tengan un mínimo de 10-15 cm de altura para que sea efectivo el atrapamiento de la arena. Las nebkhas varían considerablemente de tamaño y llegan a alcanzar 10 m de altura y hasta 1 km de largo cuando quedan atrapadas por grupos de árboles (Cooke *et al.*, 1993). La altura de la duna es máxima al lado de la planta en la zona de sotavento, ya que aquí los flujos inversos son máximos. La longevidad de la planta es también importante, ya que únicamente las especies de lar-





**FIGURA 10.38** Agrupaciones de nebkhas en el margen del desierto del Thar. Jaisalmer (India).

ga vida pueden retener una mayor cantidad de arena. Por el contrario, muchas nebkhas son efímeras, ya que se ubican sobre plantas anuales. Otras veces, las plantas perennes sufren cambios en el nivel freático, precipitación y suministro de sedimentos, que producen modificaciones bruscas en la dinámica eólica (Gile, 1975). Algunas nebkhas están afectadas por procesos distintos a los eólicos, tal como el impacto y salpicadura por las gotas de lluvia, escorrentía y acción de los animales. Por consiguiente, se trata de una suma de procesos en los que es difícil valorar la aportación de cada uno (Cooke *et al.*, 1993).

Los **blowouts** son morfologías producidas por deflación y constituyen depresiones cerradas en arenas eólicas sueltas hasta el límite de las raíces de las plantas (Livingstone y Warren, 1996) y pueden sufrir cambios importantes en breves periodos de tiempo (Gares y Nordstrom, 1987; Jungerius y van der Meulen, 1989; Gares, 1992). Hay autores

que restringen el término de blowout para los generados en áreas con vegetación, mientras que otros, como Lancaster (1995), extienden su denominación a los elaborados en dunas desnudas (Fig. 10.39). Los blowouts se encuentran en dunas continentales, fundamentalmente en los márgenes desérticos cálidos y fríos (Seppälä, 2004), y en dunas litorales con vegetación. Una de las agrupaciones de blowouts más estudiadas es la de Meijendel, en las dunas litorales de Holanda (Fig. 10.40) (Jungerius, 1984). Se reconocen dos tipos de blowouts: en escudilla (*saucer*) y en artesa (*trough*) (Cooper, 1967) (Fig. 10.41). Los blowouts se alargan en la dirección del viento y el eje mayor alcanza de 10 a 30 m de largo y en ocasiones sobrepasa los 100 m (Hesp, 2002 y 2004; Hesp y Hyde, 1996). La cobertura vegetal es muy importante en el desarrollo de estas formas. Así, los blowouts pueden iniciarse cuando la cobertura de vegetación es rala o desaparece debido a un cambio climático árido de pro-

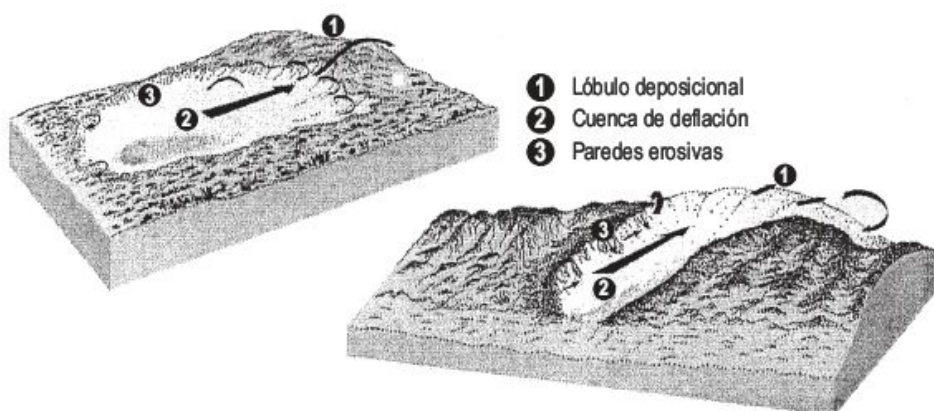


**FIGURA 10.39** Blowout desarrollado en las cadenas de dunas de Al Liwa. Desierto de Rub al Khali (Unión de Emiratos Árabes).





**FIGURA 10.40** Blowouts con fondo arenoso y vegetación arbustiva y arbórea. Se observan pequeños blowouts en primer término. Meijndel. Dunas litorales de Holanda.



**FIGURA 10.41** Esquemas de blowouts en escudilla y artesa en los que se indican la dirección del viento (Hesp, 2002).

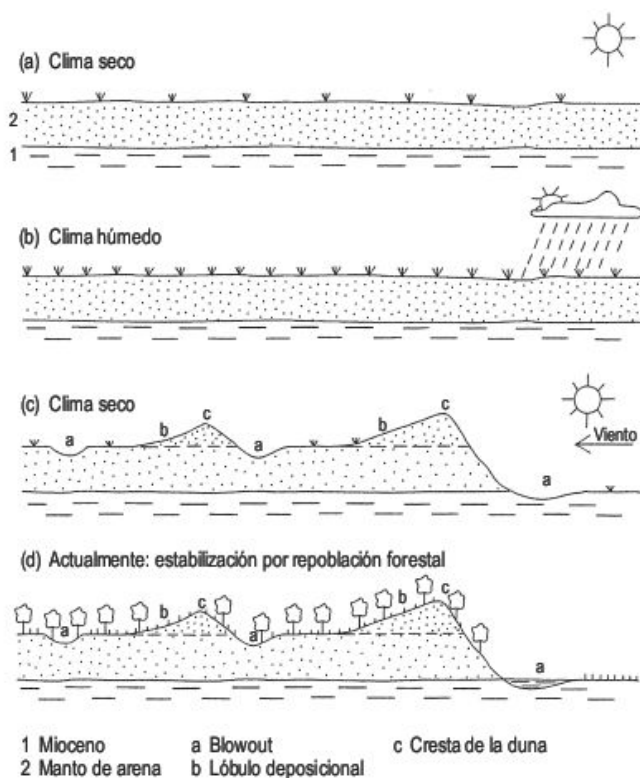
longada sequedad. La vegetación disminuye la rugosidad, con lo que se incrementa la superficie de barrido y la exportación de material. También la pérdida se puede producir por sobrepastoreo, actividad de roedores y fuego. Además, las plantas de las partes superiores de las dunas son las que primero se secan y, por eso, la erosión eólica tiene lugar preferentemente en estas áreas. A veces, la vegetación puede arrancarse como consecuencia de la acción de huracanes y tormentas extraordinarias. La deflación trae consigo la profundización del área sin vegetación. Los vientos alcanzan su máxima velocidad en el fondo de la depresión, donde se originan vórtices verticales que expulsan la arena hacia los bordes. En áreas de precipitaciones apreciables la erosión hídrica ayuda a ensanchar el blowout (De Ploey, 1980). La arena exportada se fija en las plantas del borde de la depresión cerrada, formando un lóbulo deposicional (*blow dune*), que forma parte del blowout (Glenn, 1979; Carter *et al.*, 1990; Hesp y Hyde, 1996; Hesp, 2004). La erosión eólica es máxima durante la estación seca, en la que se ensancha y puede emigrar. Por otra parte, la mayoría de los blowouts tienen una corta vida ya que se cubren de vegetación rápidamente, de tal modo, que la mitad de los

blowouts holandeses desaparecieron en unos nueve años (Jungerius y van der Meulen, 1989). La arena movilizada toma la forma de una fina capa en forma de pluma y cuando la erosión es intensa se forma una duna en la zona de sotavento, que avanza sobre la vegetación existente. De esta manera, se amplía el área de arena aflorante y puede generarse una duna parabólica.

En la zona de Tierra de Pinares (Cuenca del Duero, España), Gutiérrez *et al.* (2005) proponen un modelo de evolución de los blowouts estudiados en una zona continental (Fig. 10.42), que comienza con la sedimentación de un manto de arenas (*sheet sands*) eólicas en un clima más seco que el actual. En un periodo húmedo crece la vegetación, se estabilizan y disminuye la deflación. Los blowouts y las dunas se forman en un clima posterior más seco. La profundización de los blowouts en el substrato arcillosos puede explicarse por pelletización de las partículas arcillosas y posterior deflación. Con posterioridad, se ha llevado a cabo una intensa repoblación forestal que ha estabilizado casi totalmente la deflación.

Las **dunas parabólicas** tienen forma de U o V en planta con dos brazos, parcialmente cubiertos por vegetación





**FIGURA 10.42** Evolución esquemática de los blowouts desarrollados sobre mantos de arena en Tierra de Pinare (Depresión del Duero, España) (Gutiérrez *et al.*, 2005).

en la zona de barlovento. Se localizan en climas fríos, zonas litorales y márgenes de los desiertos. La zona de dunas parabólicas más extensa se encuentra en el Desierto de Thar (India), donde cubren un área de unos 100.000 km<sup>2</sup> (Verstappen, 1970) (Fig. 10.43). Los brazos tienen 1-2 km de largo y un frente de 10-70 m de altura que avanza fundamentalmente por avalanchas. Muchas de estas dunas coalescen al tener diferentes velocidades de movimiento,

dando lugar a dunas parabólicas imbricadas o multilobadas, con múltiples crestas y caras de avalancha (Wasson *et al.*, 1983). Se conocen pocos datos sobre las velocidades de avance de las dunas parabólicas. Fluctúan entre 0,05 m/año en zonas de intensa vegetación y 13 m/año en algunas regiones costeras. Estas dunas parecen estar asociadas básicamente con la existencia de una cobertura vegetal de desarrollo moderado y con un régimen de vientos unidireccional. El papel de la vegetación en la génesis de la duna parabólica es fundamental, ya que protege los brazos menos móviles contra la acción eólica y permite que la parte central avance. Se cree que las dunas parabólicas derivan de blowouts y la duna crece al nutrirse de arena procedente de la erosión de los sedimentos infrayacentes, aunque esta alimentación puede cesar si aflora un sustrato coherente o se alcanza el frente de capilaridad, donde la arena está húmeda y no se moviliza. Otras veces aflora el nivel freático y se originan ciénagas y lagos. Con posterioridad los brazos de la duna parabólica convergen disminuyendo de altura y finalmente una lengua de arena se abre paso a través del ápice (Fig. 10.44) (Pye, 1982).

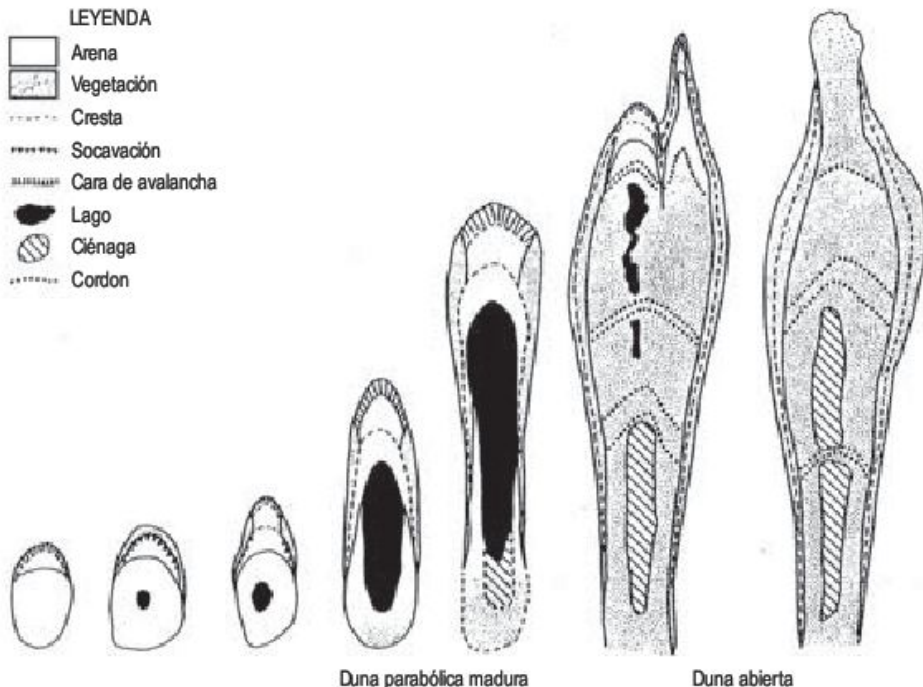
Las **dunas litorales** son el resultado de un conjunto de procesos eólicos que interaccionan con otros litológicos, marinos, fluviales, de ladera, edafológicos y culturales (Livingstone y Warren, 1996). El tipo y la extensión de las dunas depende de la cantidad de suministro de arena y de su ritmo. Esto es función de la existencia de una fuente de sedimentos y de las fuertes derivas litorales y hacia tierra. La procedencia está en relación con ríos, playas, erosión de la costa y áreas de estuario.

Las dunas litorales pueden clasificarse de una forma simple en dunas primarias, en las que su desarrollo está ligado directamente a procesos costeros, y en dunas secundarias, en las que la procedencia de arena es del litoral y además se superponen otros procesos. Estas últimas dunas incluyen mantos de arena, blowouts y dunas parabólicas.



**FIGURA 10.43** Frente de duna parabólica ligeramente cubierta de vegetación. Tena-Jaisalmer. Desierto del Thar (India).





**FIGURA 10.44** Etapas en las que se representan esquemáticamente el crecimiento y disipación eventual de dunas parabólicas alargadas en el área de Cape Flattery (Pye, 1982).

Cuando es débil el suministro de arena a las dunas litorales, la arena se esparce tierra adentro formando una película superficial. Por el contrario, cuando la alimentación es mayor se originan cordones paralelos a la línea de costa, que se mueven lentamente hacia el interior, pueden superar los 100 m de altura y mantienen sus caras de avalancha rectas (Goldsmith, 1985). Si el suministro de arena a las dunas litorales es muy grande, ésta puede enterrar la vegetación y formar dunas muy similares a las dunas desérticas. A estas dunas se las conoce como transgresivas y suelen ser de tipo transverso. Si la vegetación es muy elevada se desarrolla un cordón continuo u, otras veces, sistemas de cordones paralelos en una costa progradante. Estos cordones crecen, en ocasiones, a velocidades importantes. Cuando la vegetación es escasa, como en las costas áridas, los cordones son discontinuos y están formados por montículos de arena alineados con vegetación.

La evolución de los cordones dunares litorales puede dar lugar a morfologías muy complejas, con blowouts, dunas transversas y dunas parabólicas, mediante la formación sucesiva de cordones paralelos cuyo desarrollo puede durar centenares de años (Pethick, 1984).

### 10.10.6 Dunas obstaculizadas por la topografía

Cuando las arenas eólicas en movimiento se encuentran con impedimentos topográficos, tales como colinas, escarpes, bloques o construcciones, se producen aceleraciones y expansiones del flujo del aire alrededor del obstáculo. Estas circunstancias suelen traer consigo erosión o acumulación de arena y las dunas producidas son estáticas.

Los experimentos llevados a cabo en túneles de viento (Tsoar, 1983b) han suministrado numerosos datos sobre la relación entre los obstáculos topográficos y la generación de las dunas resultantes. Si el viento se enfrenta ortogonalmente con una ladera cuya pendiente es superior a  $60^\circ$ , se forman las **dunas eco**, separadas del obstáculo una distancia equivalente a tres veces su altura. En la base del escarpe se produce un flujo inverso que barre la arena y genera un corredor entre el obstáculo y el cordón arenoso. La pequeña duna eco inicial crece en altura por este mecanismo hasta que se alcanza una condición de equilibrio, que corresponde a 0,3-0,4 veces la altura del obstáculo. Si el escarpe es sinuoso, la forma de la duna varía a lo largo de su longitud.

Cuando la pendiente de la ladera del obstáculo es menor de  $30^\circ$ , la arena se transporta por encima del mismo, pero con inclinaciones mayores la arena se deposita y se forman las **dunas rampantes** (Fig. 10.45). Son muy frecuentes en colinas y escarpes de los desiertos. Las arenas que alcanzan la cresta del escarpe se depositan al encontrarse en una zona de velocidad reducida. Las acumulaciones eólicas resultantes se denominan **dunas de techo de acantilado**. A sotavento de amplios obstáculos, el aire se calma y se depositan las **dunas descendentes**. Cuando el obstáculo es estrecho se forman las **dunas de sotavento**, que son cordones de arena generalmente rectilíneos que se extienden al abrigo del obstáculo a lo largo de considerables distancias. En el Draa de Malichigdane (Mauritania) alcanzan 100 kms de longitud (Breed y Grow, 1979). Algunas dunas existentes alrededor de los cráteres redondeados de Marte se han interpretado como dunas de sotavento (Greeley e Iversen, 1985). Las **lunetas**, con forma de media luna, se describirán en el Capítulo 17.





**FIGURA 10.45** Seif rampantes. Assuan (Egipto). Foto J. L. Peña.

## 10.11 Polvo desértico

En estas tres últimas décadas ha crecido considerablemente el interés por los estudios paleoambientales, derivados del estudio de los depósitos de polvo eólico. Estos se investigan en secuencias terrestres, en los sedimentos de mar profundo y en los testigos de hielo de los casquetes. Las investigaciones suministran cambios en la extensión e intensidad de la aridez, épocas y alcance de las glaciaciones y variaciones en la circulación atmosférica global (Pye, 1995).

El arranque, transporte y sedimentación de polvo eólico tienen una gran importancia para el geomorfólogo, pero también presentan un interés manifiesto para los meteorólogos, climatólogos, ecólogos (McTainsh y Strong, 2007) y científicos ambientales. A las implicaciones geomórficas, que abren un amplio abanico de investigaciones (loess, barniz, costras, erosión, etc.), se une el interés de los estudios aplicados, que se ha incrementado por el aumento de los habitantes de las zonas áridas (Péwé, 1981b; Middleton, 1997).

### 10.11.1 Características generales

El polvo desértico consta de pequeñas partículas, arrastradas fundamentalmente por el viento de los ambientes áridos. Estas permanecen suspendidas por el aire o bien se han depositado. Este polvo atmosférico puede proceder de medios distintos a los de las zonas secas (polvo cósmico, volcánico, sales marinas, etc.), que puede distinguirse del desértico por su composición y tamaño (Goudie y Middleton, 2006).

Los habitantes del oeste de Europa están bastante familiarizados con el polvo desértico, ya que alrededor de cada siete años se producen las denominadas «lluvias rojas» de polvo eólico procedente del Sahara, que se observan sobre los coches como una fina película. Estas precipitaciones de polvo son del orden de  $0,25 \text{ kg/m}^2/\text{año}$  (Goossens y Offer, 1990). Globalmente, se estima que el polvo transportado de los desiertos es de unos 1.800-2.000 millones de toneladas por año (D'Almeida, 1989). Por otro lado, una tormenta de polvo se reconoce cuando la visibilidad es menor de 1.000 m. En Egipto se observan unas 10 tormentas por año, en China unas 30 y en México capital y en Kazajistán se contabilizan una media de 60 tormentas anuales (Goudie, 1978).

En el polvo desértico se reconocen dos tipos principales de tamaño, que se diferencian en función de la distancia recorrida. En el polvo que ha sido transportado menos de 100 km, las partículas están comprendidas entre 0,005 y 0,05 mm; si la distancia es superior, su diámetro es menor de 0,002 mm (Péwé, 1981b). Las partículas de mayor tamaño suelen transportarse por remolinos y tormentas de polvo y dan origen a extensos depósitos de loess, mientras que las más pequeñas se mueven como un aerosol en la troposfera y permanecen suspendidas hasta que son arrastradas por la precipitación.

La frecuencia de las tormentas de polvo varía considerablemente y fluctúa a lo largo del Cuaternario (Goudie y Middleton, 2006). En Nouakchott (Mauritania) la variación en la frecuencia de días de tormenta de polvo en un año y las precipitaciones totales anuales presentan un



gran contraste. En 1970, la precipitación fue de 48,1 mm y en 1979 de 17,9, que representan el 32% y 12% respectivamente de la media del periodo 1949-1967. El número de tormentas de polvo se incrementó desde 6 en 1960 a 65 en 1974 (Goudie y Middleton, 1992). La frecuencia de las tormentas en las últimas décadas se ha incrementado en el norte de África, como resultado del incremento de la sequía. La desecación del Mar Aral trae consigo un incremento de la superficie generada de polvo eólico. Por el contrario, en las Grandes Llanuras de Estados Unidos y en parte de China y Australia muestran un claro descenso, debido quizás a las mejoras experimentadas en el uso del suelo (Goudie y Middleton, 2006).

El polvo desértico está constituido por materiales inorgánicos y orgánicos. El mineral más abundante es el cuarzo, que va acompañado por feldespatos, calcita, dolomita, micas, minerales de la arcilla, oxihidróxidos, minerales pesados, yeso, halita y ópalo. Los diferentes tipos de mineral pueden indicarnos el área madre de producción de polvo. Así, Criado y Porta (2003) señalan que la lluvia de barro, de la tormenta de enero de 1999 en Fuerteventura (Islas Canarias), procedía en parte, al tener cuarzo, del basamento precámbrico del Tiris (Sur del Antiguo Sahara español) (Alfá, 1945, 1952). La parte orgánica está compuesta por diatomeas, fitolitos, esporas y polen. Como es lógico la composición varía en función del área madre y de la distancia a la misma.

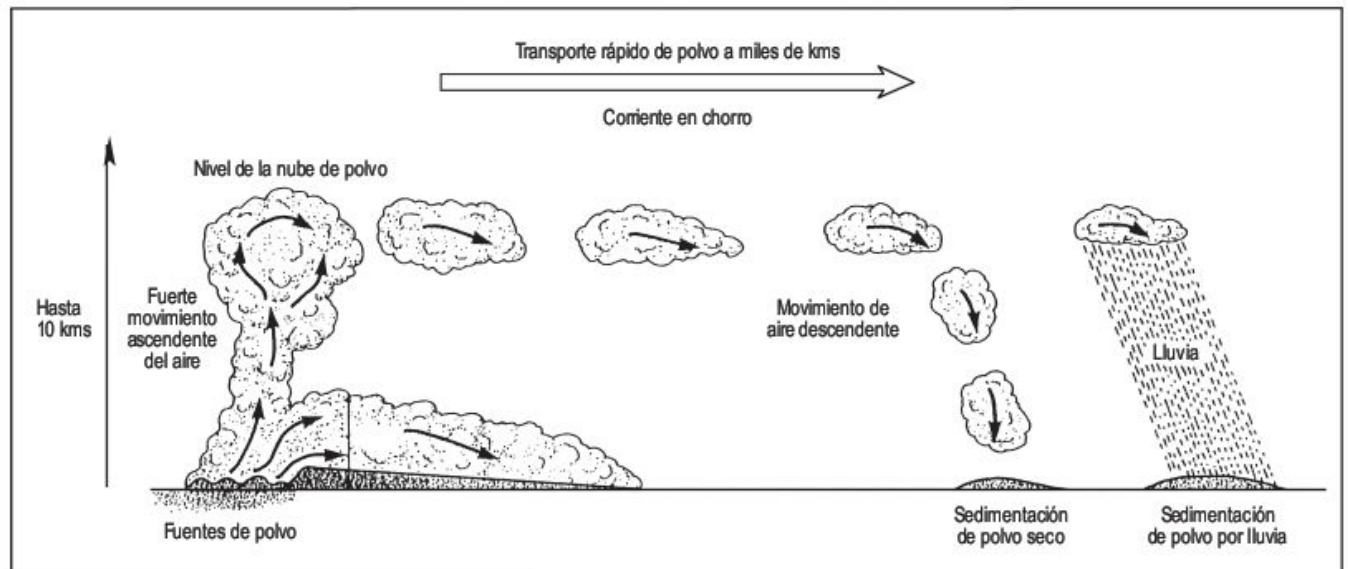
### 10.11.2 Área madre y procesos generadores

Las principales áreas actuales de emisión de polvo eólico son los desiertos subtropicales, que constituyen un amplio cinturón desde África occidental hasta Asia Central, y las

regiones áridas y subhúmedas en las que los suelos secos son expuestos a fuertes vientos durante algunas épocas del año (Middleton *et al.*, 1986) (Fig. 10.46).

Las áreas de sedimentos sueltos que contienen cantidades significativas de arena y limo, pero con poca arcilla, son los lugares más favorables para la producción de polvo eólico. Uno de los ambientes está en los sedimentos de los *ouads*, pobremente clasificados y sin vegetación. Suelen corresponder a canales trenzados de gran migración lateral. Las playas, chotts, y sabkhas litorales, aunque varían enormemente en su composición, contienen zonas de material de grano fino, que constituyen otra área fuente del polvo eólico. Los abanicos aluviales son zonas de suministro, especialmente sus áreas medias y distales, en las que el porcentaje de partículas finas es importante. También los antiguos lagos secos pueden suministrar polvo de diatomeas, sal, yeso y minerales de la arcilla. Las grandes extensiones de loess son fuentes importantes de polvo, cuando la vegetación es inexistente. Un área madre importante de polvo procede de los volcanes, como las emisiones del Mount St. Helens (Estados Unidos) de 1980 o las del Pinatubo (Filipinas) de 1991, en los que se producen grandes emisiones de polvo a la atmósfera, donde se transporta (Pye, 1987; Cooke *et al.*, 1993; Livingstone y Warren, 1996).

Los mecanismos de formación de partículas finas son muy variados. Se cree que las partículas tamaño de arcilla se forman fundamentalmente por meteorización química, pero el origen de las dimensiones de los limos, que forman básicamente el loess, son objeto de controversia. La meteorización por helada puede jugar un papel fundamental en la generación de partículas finas en los desiertos fríos. Los procesos de termoclastismo, humedecimiento y secado, junto con el haloclastismo constituyen los mecanismos básicos de producción de material de grano fino en los



**FIGURA 10.46** Representación esquemática de tipos de transporte y sedimentación de polvo eólico (Pye, 1995).



desiertos. A estas acciones hay que añadir la abrasión eólica. También en ambientes de playa se producen aglomerados, a partir de partículas de limo y arcilla, que pueden ser exportados por el viento. El polvo eólico puede recibir partículas procedentes de perfiles de alteración química, desarrollados en ambientes tropicales húmedos. Finalmente, otra área madre es de procedencia orgánica; fitolitos, diatomeas, radiolarios, espículas de equinodermos, polen, esporas, etc.

### 10.11.3 Movilización, transporte y sedimentación

El arranque de las partículas de polvo de la superficie del suelo es función de la velocidad y está controlado por el tipo de viento, características del sedimento y presencia de obstáculos (cobertura de vegetación, topografía, etc.) (Middleton, 1997). En condiciones meteorológicas muy variables y a escalas muy diferentes se encuentran vientos fuertes, capaces de movilizar y transportar las partículas de polvo (Pye, 1987). Estas masas de polvo se identifican y estudian utilizando imágenes de satélite y las clásicas observaciones meteorológicas.

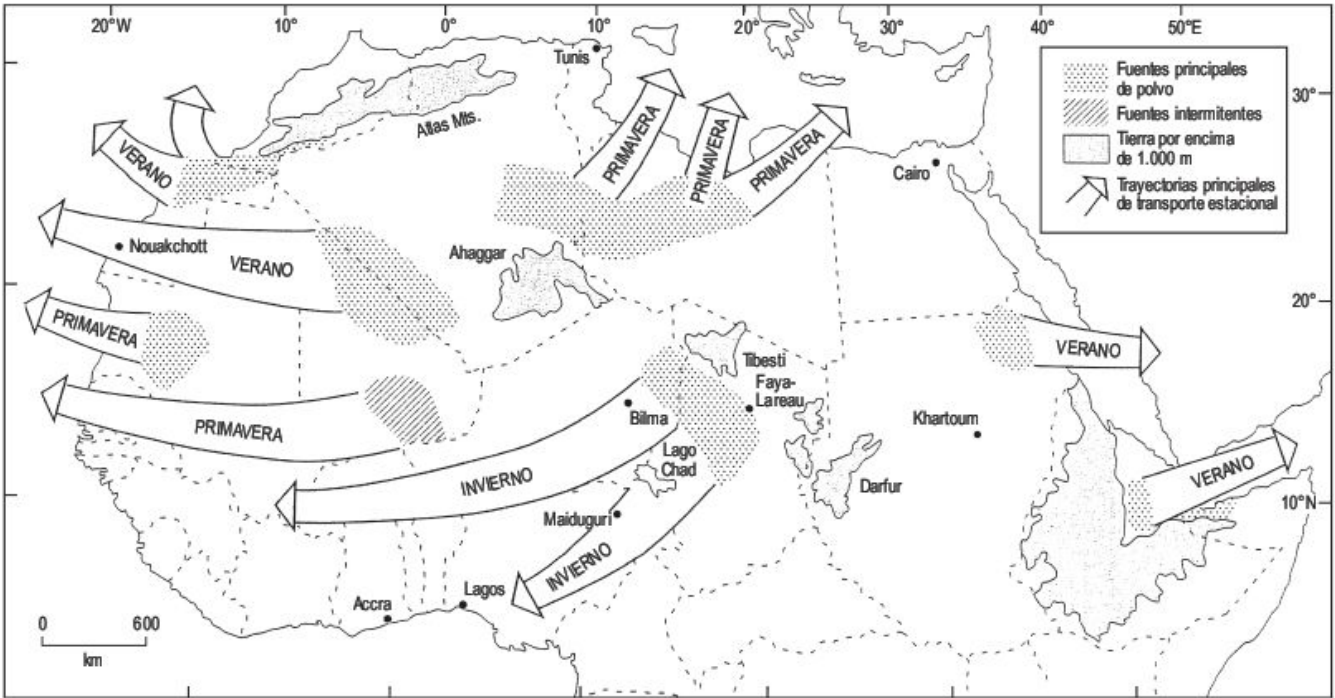
Los tipos de viento que transportan este polvo varían desde simples ráfagas a tormentas de polvo con frentes de avance de hasta 1.000 km (Fig. 10.46). Los **remolinos de polvo** (*dust devils*) son pequeños vórtices convectivos, que se producen cuando ha tenido lugar un intenso calentamiento sobre la superficie terrestre, provocando el movimiento del aire y polvo hacia arriba. Estos vórtices son

visibles desde lejos y tienen la forma de un cono invertido alargado. Alcanzan alturas entre 3 y 100 m y pueden superar los 1.000 m (Idso, 1974). El diámetro en el suelo es de 0,5-3 m. Se desplazan y pueden causar importantes daños.

Las **tormentas de polvo**, también denominadas **haboob** (palabra árabe que significa viento violento), se cree que resultan de corrientes frías descendentes de grandes cumulonimbos. Tienen el aspecto de un muro de polvo de 300 a 3.000 m de altura, que puede avanzar a velocidades de hasta 200 m/seg y reducen la visibilidad horizontal a 1.000 m o menos (Middleton, 2004). En imágenes de satélite miden 500-600 km de anchura y se extienden 2.500 km en forma de pluma (Péwé, 1981b).

Otros vientos que transportan también partículas muy finas son las **plumas de polvo** (*dust plume*) que se desplazan paralelamente a la superficie como vórtices horizontales. El **shamal** es un viento que sopla hacia el norte durante el verano en Iraq y en el Golfo Pérsico. La mayoría de estos vientos cargados de polvo no superan 1 km de altura y su velocidad en superficie es inferior a 40 km/h. Otro sistema de transporte de polvo eólico lo constituyen los **vientos catabáticos** que barren los sedimentos del pie de las montañas, como el viento **zonda** de Argentina o el **Santa Ana** de California. Vientos similares se localizan en el Altiplano de los Andes y en la Meseta del Tibet (Pye, 1987; Livingstone y Warren, 1996; Middleton, 1997).

Globalmente, la cantidad de partículas movilizadas por las tormentas de polvo se estima en mil millones de toneladas por año y aproximadamente la mitad procede del Sahara (Middleton, 2004). El polvo del Sahara (Fig. 10.47)



**FIGURA 10.47** Tormentas de polvo en el Sahara. Modelo de áreas madre de polvo eólico con direcciones de transporte en diferentes estaciones (Goudie, 2002).



tiene un importante impacto sobre los procesos climáticos, ciclos de nutrientes, formación de suelos y ciclos de sedimentos. Existen dos áreas fuentes principales: la Depresión de Bodélé, al noreste del Lago Chad, y el área que cubre Mauritania oriental, Malí occidental y sur de Argelia. La actividad de las tormentas de polvo en el Sahara se encuentra en las zonas con precipitaciones medias anuales de 100-200 mm (Goudie y Middleton, 2001).

Dentro de las zonas semiáridas de las altas latitudes, el paso de frentes fríos constituye probablemente una de las causas más importantes de movilización de polvo eólico. Se producen, como en los haboobs, grandes muros de polvo de hasta 3 km de altura que se desplazan a velocidades de hasta 40 m/seg. Se han descrito en el norte de China, Israel, Egipto, en los High Plains de Texas y Nuevo Méjico y en el sur de Australia (Pye, 1987).

En ocasiones el polvo se eleva a alturas considerables, transportándose a gran velocidad por las corrientes en chorro y recorriendo miles de kilómetros. Así, el polvo sahariano se desplaza a Europa central y septentrional, atraviesa el Atlántico y se ha recogido en islas del Caribe (Prospero *et al.*, 1970). El polvo eólico se moviliza de China a los Alpes franceses (>20.000 km) (Grousset *et al.*, 2003).

La sedimentación de polvo eólico se produce de varias maneras: a) por reducción de la velocidad del viento y de la turbulencia; b) por agregación de partículas cargadas eléctricamente; y c) debido al arrastre por lluvias de polvo suspendido en la atmósfera (Pye, 1987). Aunque la sedimentación también tiene lugar en los océanos y en áreas húmedas, nos ocuparemos fundamentalmente del polvo depositado en las zonas áridas. Las cantidades sedimentadas son variables y son del orden de 100 Tm/km<sup>2</sup>/año, próximas a sus áreas fuentes (Goudie, 1995). Estas cifras disminuyen rápidamente con la distancia al área de procedencia. Los tamaños más gruesos de polvo desértico viajan en las partes bajas de la atmósfera y se depositan muchas veces al encontrarse con obstáculos perpendiculares al flujo del viento. Sin embargo, las partículas más finas, que se transportan en zonas más altas, no están afectadas por la rugosidad de la superficie y pueden permanecer suspendidas durante largos periodos de tiempo (Coudé-Gaussen y Rognon, 1988; Coudé-Gaussen, 1991).

La actividad de las tormentas de polvo es mayor durante el máximo de las glaciaciones, debido posiblemente a que la precipitación es menor (Middleton, 2004). En las zonas hiperáridas tenemos pocas cantidades de polvo, ya que las precipitaciones son raras y, por lo general, los obstáculos son escasos. Sin embargo, en los márgenes de los desiertos, que corresponden a las zonas semiáridas, hay grandes cantidades de polvo eólico depositado. Estas partículas son fácilmente atrapadas por la vegetación dispersa existente. En el norte de Nigeria se han depositado 3 m de polvo desértico en 40.000 años (McTainsh, 1987) y, en la actualidad, las tasas de sedimentación varían entre 0,1 y 0,7 mm/año para distintas zonas de Israel y Sahel.

Las partículas de polvo ejercen influencias directas e indirectas en el clima. Las influencias indirectas se manifiestan en los efectos del polvo eólico en el ciclo biogeoquímico (Moreno y Canals, 2004). Los cambios en la cantidad de polvo en la atmósfera producen cambios en el balance de la radiación y, por lo tanto, en las temperaturas superficiales (Goudie y Middleton, 2006). Ridgwell (2002) señala que el polvo puede afectar a la fertilización de la biota litoral y oceánica que, a su vez, toma CO<sub>2</sub> de la atmósfera, reduciendo el efecto invernadero.

### 10.11.4 Implicaciones geomorfológicas

El polvo desértico es de gran importancia para comprender mejor ciertos procesos geomorfológicos, que tienen incidencia en las actividades humanas y económicas.

El polvo contribuye a la formación en zonas próximas de varios tipos de formaciones superficiales en las áreas áridas y semiáridas. Así, el aporte de carbonato cálcico a los suelos produce **caliches** en áreas desprovistas de rocas calcáreas, tal como se deduce de los estudios de calcretas en Namibia y Sureste de España (Blümel, 1982) y en Fuenteventura (Cendrero, 1966; Alonso-Zarza y Silva, 2002). También el polvo rico en sílice puede ser importante en la formación de las **silcretas** en los desiertos (Summerfield, 1983). De igual modo, la sedimentación de polvo yesífero es la causa principal del origen de las **costras yesíferas** del sur de Túnez (Coque, 1955). El **barniz desértico** que constituye una fina película, rica en manganeso y hierro, recubre las rocas en las zonas áridas. Tal y como se indicó en un capítulo precedente, las partículas que dan origen al barniz proceden de la sedimentación de polvo eólico. Las laminaciones constitutivas del barniz se analizan detenidamente y se llevan a cabo interpretaciones paleoclimáticas en función de los contenidos en manganeso y hierro (Oberlander, 1994). También el polvo desértico puede afectar a los **procesos de meteorización** que se desarrollan en edificios. En zonas de **dunas**, la sedimentación de polvo y sales puede formar una costra que llega a estabilizar las dunas, seguido de la instalación de biocostras y plantas (Pye y Tsoar, 1987). También se recoge polvo eólico en playas, sabkhas, abanicos aluviales y *ouads*, produciendo modificaciones composicionales. Estos aportes se movilizan rápidamente por acción hídrica dentro de sus ambientes. Muchos de los **suelos** de las regiones desérticas y peridesérticas contienen cantidades significativas de polvo eólico y algunos suelos están formados prácticamente por estos aportes alógenos. Según Rapp (1984), las *terras rossas* de España, Italia y otros países mediterráneos están constituidas fundamentalmente por polvo re trabajado procedente del norte de África. Este polvo desértico fertiliza muchos suelos, afectando incluso a los desarrollados en las islas caribeñas. También afecta a la salinización y acidez de los suelos (Goudie y Middleton, 2006).



El polvo desértico que se deposita en los océanos y mares constituye un porcentaje significativo de los **sedimentos oceánicos**. El estudio de estas acumulaciones proporciona una información muy útil acerca de las modificaciones de los sistemas de vientos y de los cambios ambientales que han tenido lugar en los continentes durante el Cuaternario (Middleton, 1997). Por consiguiente, estas investigaciones permiten conocer más adecuadamente las etapas de aridez y su intensidad en los ambientes terrestres. Las acumulaciones de hielo, sobre todo los **casquetes glaciares**, poseen un registro de polvo eólico que se conoce gracias a los sondeos realizados. En Groenlandia, en el último máximo glacial (hace 18.000 años), se registra una cantidad de polvo 40 veces mayor que la actual. A estas etapas suceden otras en las que las cantidades son muy pequeñas o inexistentes, lo que indica una alternancia de periodos de mayor y menor aridez.

### 10.11.5 Loess

El loess, que deriva del alemán *löss*, es un sedimento terrestre clástico, constituido fundamentalmente por partículas de tamaño limo y que se forma por la acumulación de polvo eólico (Pye, 1995; Pye y Sherwin, 1999). Su coloración es variada: gris, blanca, amarilla, parda y roja (Fig. 10.48). Se diferencia entre loess primario de origen eólico y loess secundario, que se deposita otra vez o se origina por procesos no eólicos. En los afloramientos de loess se observa generalmente un cierto grado de meteorización química y biológica, así como procesos edafogénicos.

Las acumulaciones de loess ocupan aproximadamente un 10% de la superficie terrestre emergida (Pecsi, 1968), desarrollándose sobre todo en Europa (Fig. 20.26), Estados Unidos (Fig. 15.19) (Bettis *et al.*, 2003) y Argentina. En China cubren más de un millón de km<sup>2</sup>. La película de loess varía de espesor y recubre las irregularidades del relieve. La potencia generalmente es menor de 30 m, aunque en Lanzhou (China) supera los 300 m (Derbyshire, 1983b). El tamaño del loess fluctúa entre 20 y 40 µm, con tendencia a los tamaños más finos. Si superan el 20% de arena se denominan loess arenosos y si el incremento es del 20% de arcilla, loess arcillosos (Pye, 1987).

La mineralogía de los loess es muy variable y refleja la composición y evolución del área madre. Por lo general, predomina el cuarzo (45-55%), al que acompañan feldespatos, carbonatos, minerales pesados, vidrio volcánico y minerales de la arcilla. El loess tiene más del 50% de partículas de tamaño limo, pero los contenidos de arcilla y arena son muy variables. Cuando los loess tienen más de un 20% de arena se les denomina loess arenosos y si el contenido de arcilla supera el 20%, loess arcillosos (Pye, 1987).

El loess tiene un comportamiento mecánico tendente al colapso. Soporta cargas verticales cuando está seco, pero su resistencia al cizallamiento disminuye considerablemente cuando se humedece y el material subsidente flu-



**FIGURA 10.48** Acumulaciones de loess en la región entre Jaipur y Agra (India).

ye y desliza (Middleton, 1997). Cuando el loess está seco, presenta sistemas de fracturas verticales en afloramientos escarpados.

La formación del depósito de loess puede ser simple o bastante compleja. El loess puede generarse por meteorización y posterior deflación. Normalmente, suele haber una etapa intermedia de transporte fluvial, previa a la acción eólica. También las partículas iniciales pueden resultar de meteorización y/o erosión glacial, sufrir un transporte y sedimentación fluvio-glacial, para finalmente moverse por deflación (Smalley, 1972).

Los procesos que producen las partículas de tamaño limo son numerosos: liberación de partículas de la roca madre; trituración glacial; gelivación; abrasión fluvial; abrasión eólica; haloclastismo; meteorización química; agregación de *pellets* arcillosos y procesos biológicos (véase Pye, 1995). En función de los procesos generadores algunos investigadores denominan a los extensos depósitos de loess, relacionados con las glaciaciones continentales cuaternarias, **loess periglaciares o glaciares**. Otros designan como **loess peridesérticos** a los que están en conexión con las zonas marginales áridas.



En los desiertos de Asia Central las partículas se meteorizan en ambientes de alta montaña y posteriormente son transportadas y depositadas por los ríos en zonas más bajas, donde se movilizan por deflación. En estas áreas de tectónica activa se producen, durante el Cuaternario, gran cantidad de sedimentos, incluidos los limos (Smalley, 1990). Debido a su ambiente de generación se les denomina **loess perimontanos**. En los desiertos de escudos y plataformas no se encuentran extensos depósitos de loess, ya que son áreas de bajo relieve, tectónicamente estables y, por consiguiente, con baja capacidad de producción de

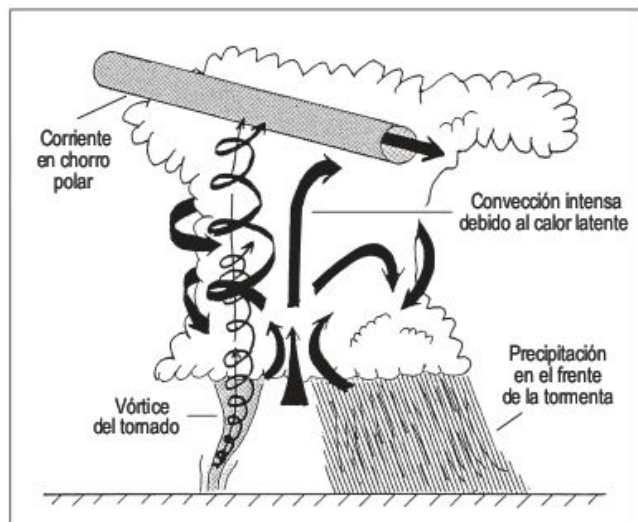
sedimentos, en contraposición con los desiertos de Asia Central (Smalley, 1995).

Para que se produzca una acumulación de extensos y potentes depósitos de loess es necesario un importante suministro de polvo durante decenas o cientos de miles de años y la existencia de barreras topográficas o de vegetación que frenen el polvo. En los desiertos de escaso relieve la producción de sedimentos es baja (loess peridesérticos), mientras que en los desiertos de montañas con actividad neotectónica la velocidad de generación de sedimentos es muy alta (loess perimontanos).

## 10.12 Riesgo eólico: problemática y control

La movilización de arena y polvo por el viento tienen lugar en ambientes climáticos muy variados, pero es en las zonas áridas donde este proceso alcanza su mayor desarrollo. Debido a la escasa o nula cobertura de vegetación de estas regiones una gran parte del suelo está expuesto a la acción directa del viento. Además, el limitado desarrollo de los suelos conduce a la presencia de superficies altamente erosionables, que afectan al 39% de las zonas áridas (UNEP, 1992).

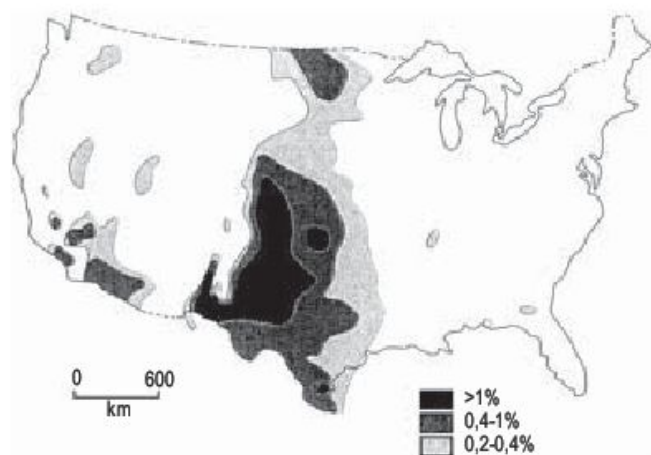
Un **tornado** es un vórtice de aire que gira rápidamente, con forma de embudo o chimenea, desde tierra hacia un cumulonimbo (Fig. 10.49). Son raros y en los Estados Unidos se originan cada año unos 600 tornados (Eagelman, 1983). La anchura de un tornado es menor de un kilómetro y puede desplazarse hasta decenas de kilómetros.



**FIGURA 10.49** Origen de un tornado en embudo con una tormenta que es atravesada por la corriente en chorro (Eagelman, 1983).

Los tornados se mueven más rápido que los ciclones a velocidades de 50-200 km/hora y generan vientos internos que superan 400-500 km/hora. Van acompañados de fuertes precipitaciones (Olcina y Miró, 2002).

El poder destructivo de los tornados es considerable (Nalivkin, 1983). La fuerza de levantamiento de los tornados es muy importante, ya que moviliza 10 m objetos de 200-300 toneladas de peso. Son capaces de succionar millones de toneladas de agua formando trombas marinas (Fig. 10.51). En el periodo de 1916-1950 se produjeron 5.204 tornados en los Estados Unidos que causaron 7.961 muertos y pérdidas por valor de 500 millones de dólares (Bryant, 1991). En los Estados Unidos son frecuentes fundamentalmente en el centro y también en el suroeste (Fig. 10.50) (Gillette y Hanson, 1989). La mayoría se desarrollan en primavera y comienzos del verano cuando llega el aire cálido y húmedo del Golfo de México y se encuentra



**FIGURA 10.50** Tornado en los Estados Unidos. Frecuencia anual de horas de tornado con visibilidad de menos de 11 km (Gillette y Hanson, 1989).

con aire frío y seco que se dirige hacia el Sur desde Canadá o hacia el Este desde la Montañas Rocosas. También se producen tornados destructivos en Rusia, Asia central y meridional, África y Australia (McGuire *et al.*, 2004).

Los tornados se clasifican por la Escala de Fujita (Tabla 10.2) que relaciona la velocidad del viento con los daños producidos. También se utiliza la Escala de Pearson que mide la longitud y anchura de la trayectoria de un tornado.

Los tornados en España tienen poco desarrollo y se limitan fundamentalmente a la orla mediterránea y con menor número en el interior de la Península (Olcina y Miró, 2002). No obstante, las aportaciones de Gaya (1996, 1999) señalan que en España se producen unos seis tornados al año, incluyendo las trombas marinas (Fig. 10.51). Se producen fundamentalmente entre mayo y octubre. En la escala de Fujita son de intensidad F0 a F3, con vientos entre 182 y 332 km/hora. Localmente, los tor-

nados pueden producir intensos efectos destructivos en las construcciones y agricultura, tal como sucedió el 8 de agosto de 1992 en Ejea de los Caballeros (provincia de Zaragoza) (Fig. 10.52).

En Estados Unidos, los **derechos** están relacionados con tornados en el sentido de que se asocian con fuertes tormentas. Son vientos denominados *downbursts* con velocidades mayores de 25 m/seg y que pueden afectar a áreas de unos 500 km de largo. Los derechos son menos destructivos que los tornados y en Estados Unidos son dos órdenes de magnitud menor que los tornados (McGuire *et al.*, 2004).

El movimiento de partículas eólicas en los tornados y tormentas de arena afecta considerablemente a los asentamientos humanos, produciendo enormes daños a las construcciones, campos de cultivo y redes de transporte y comunicación (Lockeretz, 1978; Middleton *et al.*, 1986). Por otra parte, la acumulación de estos depósitos eólicos

**TABLA 10.2** Escala de daños por tornados de Fujita (McGuire *et al.*, 2004).

F número	Velocidad del viento (ms <sup>-1</sup> )	Daños	Efectos esperados
F0	18-32	Débiles	Chimeneas e indicios de daños; ramas de los árboles rotas
F1	33-49	Moderados	Tejados dañados; caravanas volcadas; coches empujados fuera de la carretera
F2	50-69	Considerables	Tejados derribados; caravanas demolidas; grandes árboles arrancados
F3	70-92	Severos	Paredes de edificios derruidas; coches levantados; la mayoría de los árboles arrancados
F4	93-116	Devastadores	Casas bien construidas destruidas; coches volcados
F5	117-142	Increíbles	Edificios levantados de sus cimientos y transportados a considerables distancias hasta desintegrarse; coches volcados a más de 100 m; árboles transportados



**FIGURA 10.51** Tromba marina próxima a la costa de Cádiz (España). Foto F. J. Gracia.





**FIGURA 10.52** Destrucción de silos de cereal, como consecuencia del tornado de 8 de agosto de 1992. Ejea de los Caballeros (provincia de Zaragoza). Foto C. Sancho.

puede destruir la vegetación existente aumentando el problema de la desertificación (Unesco-Fao, 1977). En planificación ambiental se deben evitar estas áreas de riesgo (Cooke *et al.*, 1982).

Los problemas se derivan de la deflación, transporte y sedimentación. La deflación puede manifestarse en una reducción de partículas finas y nutrientes del suelo, con la pérdida de fertilidad del mismo (Middleton, 1990). Igualmente, produce socavación en cualquier estructura (por ejemplo, postes de la luz y teléfono) y puede dar origen al colapso de las mismas. En su transporte las partículas producen abrasión que se manifiesta por pequeñas oquedades y surcos. También el polvo eólico, entre otros efectos, reduce la visibilidad en aeropuertos y carreteras y produce sofocación y ahogo en las personas y animales (Pewé, 1981; Pye, 1987; Middleton, 1997). Por esta razón, se ha desarrollado en Arizona el Sistema de Alerta de Tormentas de Polvo, con señalización en carreteras y aviso por radio a la población. También el polvo puede penetrar en el interior de las casas, provocando problemas de salud y contaminación de alimentos y agua potable. Si el polvo es salino puede afectar a las construcciones. Sin embargo, hay un aspecto positivo que es el de suministro de nutrientes al suelo.

Las cantidades de polvo movilizadas son del mismo orden que los sedimentos transportados por los ríos (Livingstone y Warren, 1996). Una parte significativa del polvo eólico se deriva de las actividades humanas. Los labradores rompen los agregados del suelo durante los trabajos agrícolas y liberan en épocas secas estelas de polvo detrás de la maquinaria (Lee *et al.*, 1993). Otra fuente procede del tráfico sobre caminos. También la eliminación de la vegetación natural por pastoreo, agricultura o incendios trae consigo un incremento de la erosión eólica (O'Hara, 1997). Por otra parte, la desecación del Mar Aral ha incrementado el área fuente de polvo eólico (Goudie, 1994b). La sedimentación eólica puede enterrar casas, cultivos, canales (Fig. 10.53) y partes de carretera (Fig.

10.54). Los costes de la exhumación de los edificios y tierras pueden ser muy grandes, si afectan a extensas áreas (Livingstone y Warren, 1996).

Las medidas de control deben ir encaminadas a disminuir la capacidad de transporte, reducir el suministro de arena y, en su caso, desviar la arena en movimiento (Watson, 1990; Pye y Tsoar, 1990; Mainguet, 1991).

Las técnicas empleadas (Cooke *et al.*, 1982; FAO, 1988; Watson, 1990) implican la estabilización por vegetación mediante una recuperación de la vegetación natural o por plantación de especies vegetales iguales o distintas a las existentes en la zona. Los tipos de vegetación empleados son diferentes en función de la aridez y en las zonas hiperáridas esta técnica no es factible por la insuficiencia de humedad. Se requiere en la fase inicial de crecimiento de la vegetación métodos mecánicos, químicos y biológicos. Es importante plantar especies de crecimiento rápido (por ejemplo, Tamarix, Acacias y Eucalyptus) (García Salmerón, 1967; Pye y Tsoar, 1990). En China en la proximidad del ferrocarril de Bagoton a Lanchou, se plantaron corredores de vegetación de 300-500 m para frenar la arena (Watson, 1990).

Otra medida de control está en relación con la estabilización de la superficie, que incluye el recubrimiento con cantos, el riego del terreno con petróleo, asfalto, látex sintético, polivinilo, gelatina, fibras de celulosa, etc. La efectividad de estos tratamientos es inferior a 5 años. Los *sprays* químicos son muy utilizados y con ellos se produce una costra química, milimétrica, que combinada con una recuperación por vegetación da buenos resultados (García Salmerón, 1967; Cooke *et al.*, 1982; FAO, 1988; Livingstone y Warren, 1996).

Las empalizadas son de utilización muy frecuente en las áreas desérticas ya que disminuyen la velocidad del viento y atrapan la arena (Figs. 10.55 y 10.56). Son muy frecuentes las construidas con hojas de palmera. Otras son empalizadas de madera de bajo coste, ya que pueden cons-





**FIGURA 10.53** Acequia parcialmente enterrada por arena. Corresponde al plan de puesta en regadío de parte del Desierto del Thar, a partir del Gran Canal de Indira Gandhi. Jaisalmer (provincia de Rajastan, India).

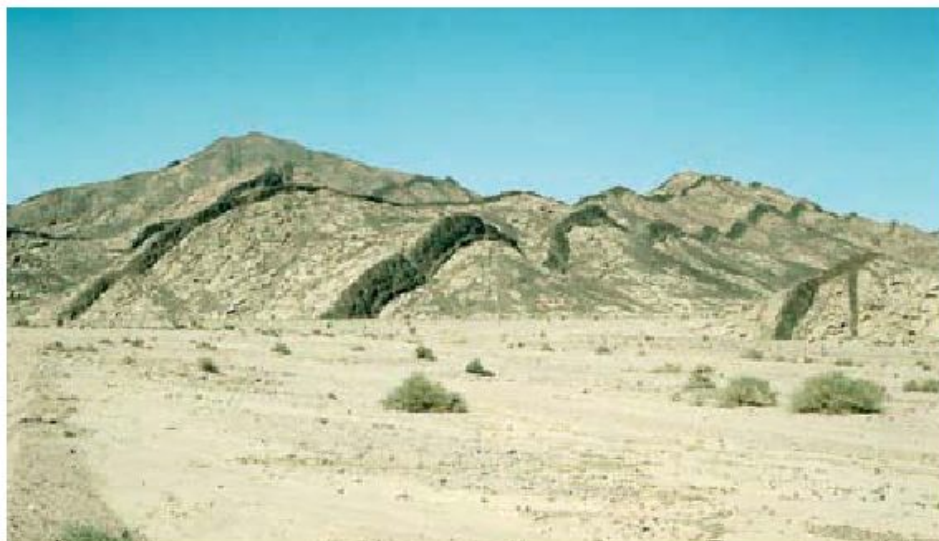


**FIGURA 10.54** Dunas avanzando hacia una carretera. Maharaga, Sur del Desierto de Rub al Khali (Unión de Emiratos Árabes).



**FIGURA 10.55** Sistema de empalizadas para proteger un palmeral. Nefta (Túnez). Foto J. L. Peña.





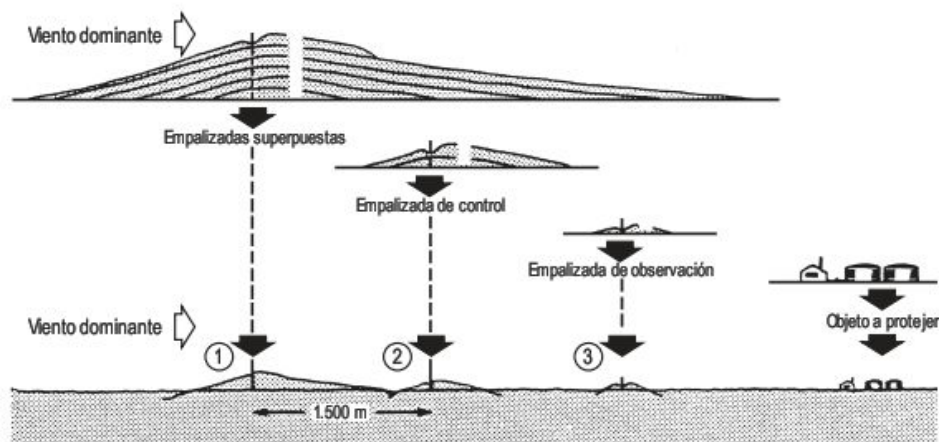
**FIGURA 10.56** Conjunto de empalizadas paralelas. Desierto del Sinaí. Foto J. Rosell.

truirse con vegetación local. Reducen la capacidad del transporte del viento tanto al frente como detrás de la barrera. En ellas el volumen de arena acumulada es proporcional a la altura de la empalizada. Estas hay que instalarlas a cierta distancia del objeto a proteger y perpendiculares a la dirección del viento dominante. Conviene situar una serie de empalizadas a distancias diferentes del objeto y con esta disposición la más alejada se llena rápidamente, la situada a distancia intermedia aumenta su vida efectiva por cuatro y la más próxima por nueve (Fig. 10.57) (Kerr y Nigra, 1952). Otras empalizadas se disponen en zigzag para retener la arena procedente de vientos de varias direcciones (Fig. 10.58) (Watson, 1990).

La estabilización de dunas es objeto de la aplicación de diversas técnicas, pero su efectividad es muy variable. Hay veces que sólo es necesario desviar la trayectoria de la duna. Si las dunas son de pequeño tamaño se opta en ocasiones por transportar la arena a otro lugar; este procedimiento se abarata si la arena transportada se utiliza luego en construcción. La destrucción por zanjas paralelas al eje de la duna es cara y la solución es temporal. La

estabilización por vegetación es muy costosa y es más adecuada la utilización de empalizadas y el recubrimiento con cantos. El tratamiento superficial con petróleo de los brazos de un barján permite la deflación de la parte central y, a su vez, se produce a barlovento una acumulación muy superior al tamaño de la duna inicial (Fig. 10.59) (Kerr y Nigra, 1952).

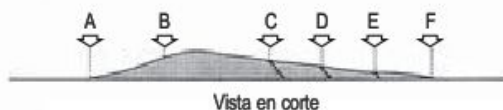
Por otra parte, en relación con las energías renovables, la utilización del viento constituye una técnica importante y de gran futuro. En algunas regiones, el viento tiene una mayor fuerza motriz que otras y es, en las primeras, donde podemos obtener una producción de **energía eólica**. El movimiento de las palas en los molinos de viento (Fig. 10.60) se transmite a las turbinas, que generan electricidad. El agrupamiento en grandes campos de molinos de viento conduce a la producción de electricidad, de considerable importancia en las crisis de energía, con el encarecimiento o descenso de otros tipos de energía (petróleo, gas, nuclear, solar, etc.). Como la población crece casi exponencialmente, las necesidades de energía son todavía mayores.



**FIGURA 10.57** Serie de empalizadas paralelas para proteger extensas áreas, tales como pueblos, plantas industriales, etc. (según Kerr y Nigra, 1952).



**FIGURA 10.58** Empalizadas dispuestas en zigzag para atrapar la arena transportada por vientos de direcciones variables. Foto J. L. Peña.



**FIGURA 10.59** Estabilización de un barján, con tratamiento superficial de petróleo en los brazos del mismo (Según Kerr y Negra, 1952).



**FIGURA 10.60** Campo de molinos de viento. Villafranca (provincia de Navarra). Al fondo, el Moncayo nevado.





# 11

## Geomorfología Litoral

### CONTENIDO

- 11.1.** Introducción
- 11.2.** Breve historia de la Geomorfología Litoral
- 11.3.** Escalas espaciales y temporales
- 11.4.** Variaciones de nivel del mar
- 11.5.** Olas, corrientes y mareas
- 11.6.** Costas acantiladas y plataformas rocosas
- 11.7.** Costas de arrecifes coralinos
- 11.8.** Playas, barreras y flechas
- 11.9.** Dunas litorales
- 11.10.** Llanuras de lodo, marismas y manglares
- 11.11.** Estuarios y deltas
- 11.12.** Usos, gestión y riesgos de los ambientes litorales



# 11.1

## Introducción

Según Bird (2000), la Geomorfología Litoral se preocupa de la evolución de los modelados litorales (acantilados, franjas litorales rocosas, playas, dunas, estuarios, *lagoons* y deltas), de los procesos que inciden sobre los mismos y de los cambios que tienen lugar. El hombre utiliza la franja costera, de unos 100 m de ancha y parte de los 440.000 km de la misma, para usos industriales, actividades de transporte y recreativas, lo que crea un fuerte impacto en estas zonas. Las Naciones Unidas estiman que el 66% de la población mundial vive a unos pocos kilómetros de la costa (Pethick, 1984) y, por consiguiente, se ven afectadas la

producción de alimentos, comunicaciones, poblaciones y áreas de recreo. El litoral presenta grandes problemas como inundaciones, erosión, polución y variaciones de nivel del mar, que demandan una constante atención. Se obtendrían grandes beneficios de la investigación interdisciplinar entre ingenieros de costas, oceanógrafos y geomorfólogos (Stephenson y Brander, 2003). Por otra parte, el litoral presenta continuos cambios, algunos catastróficos, y otros imperceptibles. Estas modificaciones se pueden producir en décadas o siglos, pero también en cuestión de horas o minutos.

# 11.2

## Breve historia de la Geomorfología Litoral

Durante los tiempos anteriores al siglo XX los trabajos sobre Geomorfología Litoral se limitaban fundamentalmente a aspectos ingenieriles en relación con la erosión costera (Walker y MacGraw, 2005). Charles Darwin en 1835 realizó un importante viaje en el navío británico *Beagle* y llevó a cabo importantes observaciones sobre los arrecifes coralinos y el origen de los atolones (Shepard, 1959). Suess (1888) propone, en su voluminoso tratado sobre la Faz de la Tierra, la primera clasificación tectónica de las costas: rectas o pacíficas, paralelas a la costa, e irregulares o atlánticas, cuando las estructuras forman un ángulo con la línea de costa. Siguiendo las ideas reinantes establecidas por William Morris Davis en su ciclo de erosión de 1899, Douglas Johnson (1919) aplicó el ciclo a la evolución de los litorales y los clasificó en costas de emersión y costas de inmersión.

A mediados del siglo XX se efectúan diferenciaciones y clasificaciones de los litorales, que se basan en la estructura de la costa, en la que se diferencia entre costas de regiones estables y móviles (Cotton, 1954), etapas de su desarrollo inspiradas en el ciclo de erosión davisiano (Shepard, 1948) y costas de progradación y retracción del litoral (Valentín, 1952).

Durante las décadas de 1950 y 1960 la investigación geomorfológica sufre una importante transformación con la llamada al estudio de los procesos geomórficos (Strahler, 1952). Como consecuencia, se enfatizan las investigaciones del movimiento de los sedimentos en medios litorales por los estudiosos de la Geomorfología Litoral. Aunque algunos investigadores desarrollaron los

estudios de procesos, tanto en campo como en laboratorio, la Geomorfología Histórica continuó avanzando en especial en las investigaciones de la historia de las variaciones de nivel del mar, en las que han sido fundamentales las técnicas de datación (Woodroffe, 2002). También a la luz de la tectónica de placas se propuso clasificar las costas en pacíficas (margen de placas activas) y atlánticas (margen de placas pasivas) (Inman y Nordstrom, 1971). Bloom (1978) diferenció entre costas bajas y acantilados.

En las últimas décadas del siglo XX se puso de manifiesto que el nivel del mar, durante las épocas interglaciares, se situó a 80-150 m bajo el nivel del mar actual. Las curvas de variaciones eustáticas fueron elaboradas por Fairbridge (1961) y muchos otros. Todo ello contribuyó a que los científicos se dieran cuenta de que la historia del nivel del mar había sido diferente en las distintas costas del mundo. Se viene trabajando en la elaboración de la historia de los niveles del mar en determinadas costas (Pirazzoli, 1991, 1996). Uno de los fines es la correlación entre los distintos litorales.

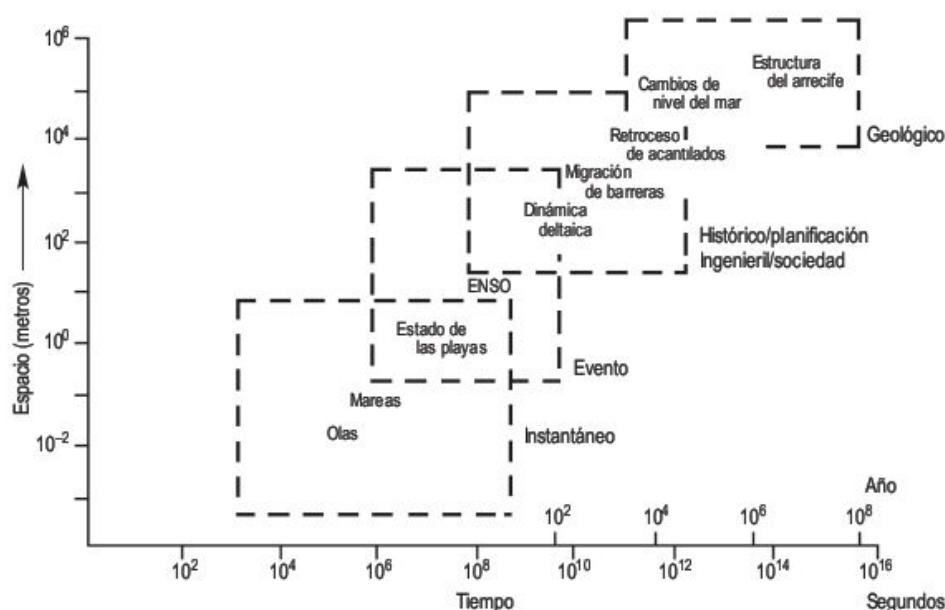
Como consecuencia de las ideas relativas al calentamiento por gases invernadero, se ha producido un nuevo impulso de los estudios sobre las variaciones de nivel del mar, dadas las importantes implicaciones que afectan al litoral y a su desarrollo (Barth y Titus, 1984). En Houghton *et al.* (1996, 2001) se recogen por numerosos autores los factores que contribuyen al cambio de nivel del mar, los cambios pasados del nivel del mar y las predicciones a 2100.

# 11.3 Escalas espaciales y temporales

Las investigaciones sobre la evolución de la Geomorfología Litoral se llevan a cabo en pequeñas o grandes zonas y para intervalos de tiempo muy variables. Existe una jerarquía en las escalas temporales y espaciales (Cowell y Thom, 1994) (Fig. 11.1).

La escala más pequeña corresponde a una escala de tiempo instantánea, en la que se aplican los principios de la dinámica de fluidos. En esta escala se encuentran la respuesta morfológica a las olas y mareas, olas de tormenta, tsunamis, etc. (Ingmanson y Wallace, 1989), que constituyen eventos de baja frecuencia y alta magnitud

y se encuentran en un peldaño superior de la escala. La agrupación histórica/ planificación/ingeniería/sociedad cubre varias décadas y kilómetros y reúne muchos eventos. Ingenieril supone una costa modificada por el hombre; la planificación y sociedad implica el estudio de las variaciones futuras de la costa y el impacto en el hábitat humano. La escala de tiempo geológico comprende cómo las costas han evolucionado durante un tiempo geológico, particularmente en el Cuaternario y se refiere a un litoral de kilómetros de longitud (Zazo *et al.*, 1994).



**FIGURA 11.1** Representación de escalas espaciales y temporales implicadas en la evolución del litoral. Los modelos de mayor tamaño operan a grandes escalas de tiempo, mientras que las formas litorales de menor dimensión responden a intervalos de tiempo más cortos (modificado por Cowell y Thom, 1994, en Woodroffe, 2002).

# 11.4 Variaciones de nivel del mar

El 71% de la superficie terrestre está cubierta por los océanos y la interfase continente-océano (los litorales); el nivel del mar señala la línea de costa. Los desplazamientos de las antiguas líneas de costa proporcionan una forma de estudiar los cambios pasados del nivel del mar y los movimientos corticales (Mörner, 1983). En ocasiones es difícil diferenciar las componentes oceánicas y tectónicas de los cambios relativos de nivel del mar (Bird, 2000). Estas

oscilaciones han tenido lugar a lo largo de todo el tiempo geológico. Algunos de los indicadores de nivel más adecuados son organismos marinos (percebes, corales, ostras, etc.). En litorales deposicionales los antiguos niveles quedan registrados en la estratigrafía y Geomorfología Litoral. En costas rocosas los indicadores son plataformas de abrasión emergidas (Fig. 11.2), acantilados y nichos ba-sales (Masselink y Hughes, 2003).





**FIGURA 11.2** Plataforma de abrasión emergida y costa acantilada con escollos. Aird Fenish, oeste de la Isla Lewis, Islas Hébridas (Reino Unido).

### 11.4.1 Causas del cambio de nivel del mar

Una de las principales causas de las fluctuaciones de nivel del mar es la variación del volumen de agua contenida en los océanos. El agua está presente en la Tierra de diversas formas y el volumen total es constante (Tabla 11.1). La mayoría del agua se encuentra en los océanos y mares, pero el hielo y el agua subterránea también representan una cantidad significativa, aunque existe una gran incertidumbre en el cálculo de esta última (Pirazzoli, 1996).

Los cambios son globales, ya que los océanos están interconectados. A estos cambios se les denomina **eustáticos** (Suess, 1888). Se diferencian distintos tipos de cam-

bios eustáticos (Fairbridge, 1961). Uno de ellos es el **tec-tono-eustatismo**, que resulta de cambios tectónicos en la forma de las cuencas oceánicas. Los movimientos pueden ser epirogénicos, orogénicos e isostáticos. Cuando se produce una disminución de la capacidad de los océanos tiene lugar un relleno con sedimentos transportados desde la tierra al mar. Este cambio eustático se conoce como **sedimento-eustático**, que también puede producirse por la compactación de los sedimentos. Otro tipo de eustatismo es el **glacio-eustatismo**, producido por el crecimiento y desintegración de los glaciares y casquetes de hielo. A estos tres tipos se unen otros de menor significado, como los **estéricos**, que resultan de la elevación de la temperatura del agua, que da lugar al calentamiento y expansión de los

**TABLA 11.1** Estimación de los volúmenes de agua almacenados y sus equivalentes en profundidad de agua (Masselink y Hughes, 2003).

Parámetro	Volumen actual (km <sup>3</sup> )	Equivalente en profundidad en el agua
Agua en la atmósfera	13.000	36 mm
Océanos y mares	$1.370 \cdot 10^6$	3,8 Km
Lagos y embalses	125.000	35 cm
Ríos y canales	1.700	5 mm
Pantanos	3.600	10 mm
Agua biológica	700	2 mm
Humedad del suelo y la zona saturadas	65.000	18 cm
Agua subterránea	$4 \cdot 10^6$ a $60 \cdot 10^6$	11 a 166 m
Hielo	$32,5 \cdot 10^6$	90 m
Antártida	$29,3 \cdot 10^6$	81 m
Groenlandia	$3 \cdot 10^6$	8 m
Otros	200.000	1 m



océanos y, como consecuencia, el nivel del mar asciende; ocurre lo contrario cuando el agua se enfría. (Warrick, 1993). También el **volcanismo** puede dar origen a ascensos o descensos del nivel del mar. Estos cambios pueden también estar afectados por la **hidrostatia**, que se produce por subsidencia del fondo oceánico, como consecuencia de la rápida fusión de los casquetes y aumento del volumen de agua. Por otra parte, los cambios de nivel pueden estar afectados por cambios **geoidales**, ya que la superficie del mar no es plana, sino que constituye una superficie que viene determinada por el campo gravitatorio. A esta superficie se le llama **geoide** y existen globalmente grandes ondulaciones y depresiones (Mörner, 1976 y 1980a). En menor grado también contribuyen las **corrientes oceánicas** en gradientes transversos que se desarrollan cuando las corrientes son fuertes, y la **acción antrópica** bajo la forma de subsidencias (extracción de agua, gas y petróleo), carga de estructuras artificiales, descarga de materiales, dragados, etc. (Bird, 2000).

### 11.4.2 Cambios eustáticos holocenos y predicciones futuras

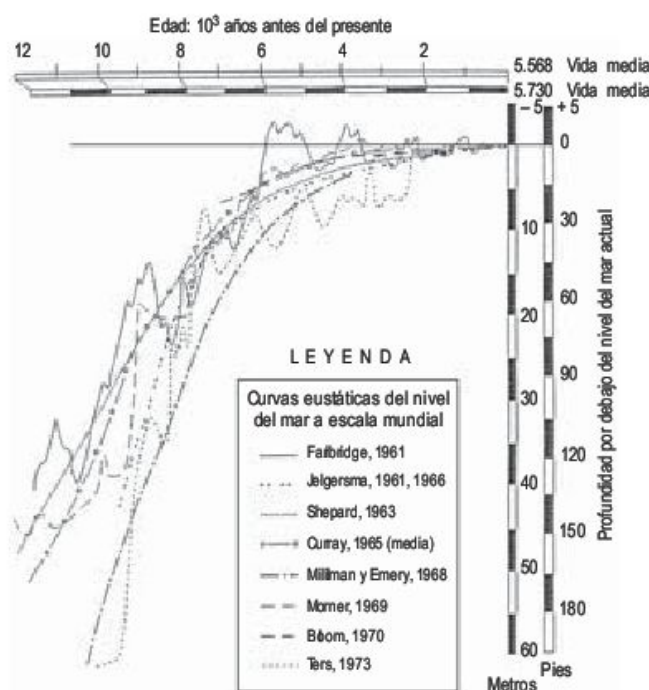
Durante el Holoceno, unos 11.500 BP (Roberts, 1989), la fusión de los hielos dió lugar a la **Transgresión Flandriense**, que se produjo de forma discontinua. En los últimos 6.000 años el nivel del mar ha permanecido estable en todas las costas del mundo y corresponde a la fase de alto nivel del mar (*highstand*).

Se han propuesto un número de curvas de variaciones de nivel del mar asociadas con la Transgresión Flandriense (Fig. 11.3). Estas curvas indican un rápido ascenso hasta hace unos 6.000 años. Fairbridge propone varias fluctuaciones que superan el nivel del mar actual y las propuestas de otros autores no sobrepasan este nivel (Curry *et al.*, 1969). Las diferenciaciones se deben a la dificultad de separar los efectos eustáticos de los isostáticos. Por otro lado, Mörner (1987) indica que las curvas eustáticas deben definirse por regiones y no para todo el globo terráqueo.

A partir de los 6.000 BP, la componente glacio-eustática cesó y la situación cambió, de tal forma que las variaciones de nivel del mar se deben, desde entonces, fundamentalmente a la redistribución de masas de agua en el océano a través de las corrientes (Pirazzoli y Morhange, 2005).

El nivel del mar actual se estudia mediante registros de marea, levantamientos geodésicos e indicadores biológicos, pero es difícil obtener medidas precisas de variaciones de nivel del mar (Bird, 2000).

Como consecuencia de la predicción de calentamiento global debido a los gases invernadero, indicado por los informes del IPCC (International Panel of Climatic Change), ha surgido una gran controversia entre las predicciones alarmistas de rápida fusión de los glaciares y casquetes de hielo, que lleva consigo un importante ascenso del mar, y las más medidas realizadas por geomorfólogos espe-



**FIGURA 11.3** Curvas de variaciones de nivel del mar durante el Holoceno (Curry, 1969; en Flor, 2004).

cialistas en las variaciones de nivel del mar obtenidas por datos de campo.

Las estimaciones del IPCC se basan en modelos geofísicos de carga, que según Pirazzoli (2004) se fundamentan en aproximaciones basadas en asunciones simplistas, en contraposición con los datos más precisos que ofrecen los trabajos de campo. Según este autor no existe prueba alguna de un aporte de agua adicional al océano procedente del casquete de la Antártida.

Según los datos de campo y de mareógrafos, el nivel medio global del mar ha sufrido una elevación de 1,0-1,1 mm/año en el periodo de 1850-1930. Durante la etapa entre 1930 y 1950 el nivel del mar desciende. A finales del siglo XX no hay señales de aceleración. A partir de las altimetrías por satélite durante la década de 1990 no se reconocen cambios en este periodo (Mörner, 2004). Estos datos están en desacuerdo con las predicciones de los modelos del IPCC (Houghton *et al.*, 2001) que estiman un ascenso entre 11 y 77 cm para el año 2100 para el supuesto IS92a (Fig. 19.10), cifra algo menor que la señalada en 1996 (Houghton *et al.*, 1996) que fluctuaban entre 20 y 86 cm para el mismo supuesto. Esto indica que no hay que tener miedo a la inundación futura indicada en la mayoría de los escenarios de calentamiento global (Mörner, 2004).

No cabe duda de que el planeta se calienta y que en parte se debe al incremento de gases invernadero. Con respecto al nivel del mar, no hay una relación directa entre el incremento de temperatura y las variaciones de nivel del mar y no existe una aceleración en el ascenso del nivel del mar, tal como se manifiesta con la temperatura (Zazo, 2006).



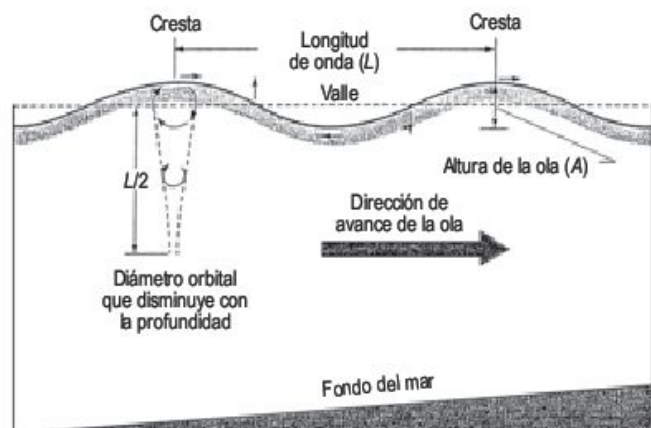
# 11.5 Olas, corrientes y mareas

En la costa los procesos que inciden sobre la misma son el viento, olas, mareas y corrientes. Todos ellos se interfieren y es conveniente estudiarlos por separado. La principal fuente de energía para una gran parte de las costas procede de las olas. En algunos litorales las mareas son importantes y llegan a ser dominantes en estuarios o bahías.

Las **olas** son ondulaciones sobre la superficie del agua producidas por el viento. Se caracterizan por movimientos orbitales del agua que disminuyen rápidamente hacia el fondo, hasta que el movimiento es muy débil a una profundidad aproximadamente igual a la mitad de la **longitud de la ola** ( $L/2$ ) (Fig. 11.4). La **profundidad** a la que la acción de las olas es inapreciable se denomina base de la ola. La **altura de la ola** ( $A$ ) es la diferencia en elevación entre la cresta y el valle; es proporcional a la velocidad del viento. El **periodo** ( $P$ ) es el tiempo que emplea una ola en recorrer una distancia igual a la de su longitud de onda.

La mayoría de las olas se originan por el viento (olas de viento). Sin embargo, las olas pueden trasladarse fuera del área de una tormenta y se denominan olas de mar de fondo (*swell*). Las grandes olas se generan por fuertes tormentas y en el centro del océano pueden alcanzar 20 m de altura, pudiendo recorrer distancias de más de 500 km, a velocidad de 80 km/hora. Estas olas al acercarse a la costa alcanzan una mayor altura e inclinación hasta romper produciendo rompientes (Bird, 2000).

Las olas más grandes están asociadas con los fuertes vientos de las latitudes templadas, en las que se desarrollan vientos del oeste. En el hemisferio meridional se encuentran en latitudes de unos  $60^\circ$  S y en el septentrional a  $40-60^\circ$  N. Las intensas tormentas tropicales, llamadas huracanes en el Atlántico, tifones en Asia y ciclones en el

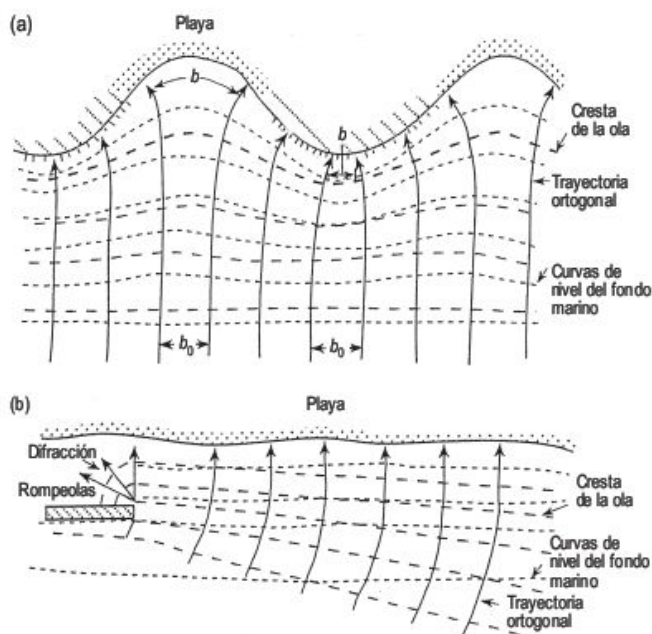


**FIGURA 11.4** Términos utilizados para las olas y dirección de avance de las mismas (Bird, 2000).

Pacífico occidental, se desarrollan cerca del Ecuador. Por otra parte, los monzones generan olas sobre las costas de la India y del sureste de Asia.

Cuando una ola se aproxima a la costa, formando su cresta un ángulo con las curvas del nivel del fondo marino, la profundidad de agua varía a lo largo de la cresta de la ola. Si la ola está en aguas poco profundas, la velocidad de la ola también cambia a lo largo de la cresta, desplazándose más lentamente que las olas de aguas más profundas. De todo ello resulta una rotación de la cresta de la ola, o lo que es lo mismo las trayectorias de las olas se curvan. Este proceso se denomina **refracción de las olas**. Las trayectorias ortogonales tienden a converger sobre los promontorios, que provocan un incremento en la altura de la ola y una concentración de la energía de la misma: en las bahías las ortogonales divergen, produciendo una dispersión de la energía (Woodroffe, 2002). (Fig. 11.5). Estas transformaciones de las olas tienen una gran importancia en las corrientes próximas al litoral, transporte de sedimentos y morfología litoral.

Cuando la velocidad del agua en la cresta excede a la velocidad de la ola, sobrepasando al resto de la misma, la ola rompe. La caída del agua en las **rompientes** produce

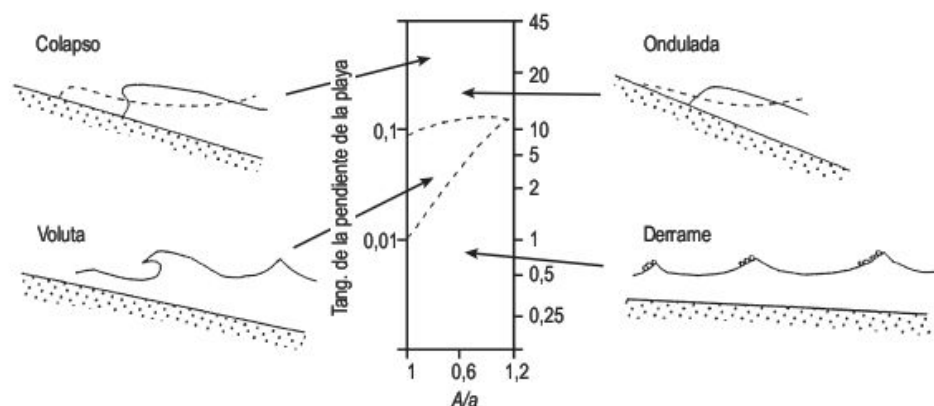


**FIGURA 11.5** Refracción de las olas. (a) Olas cuyas trayectorias se acercan perpendiculares a la costa. La divergencia de las trayectorias viene indicada por  $b > b_0$ . (b) Olas con aproximación oblicua a la costa. La difracción tiene lugar detrás del rompeolas (Woodroffe, 2002).

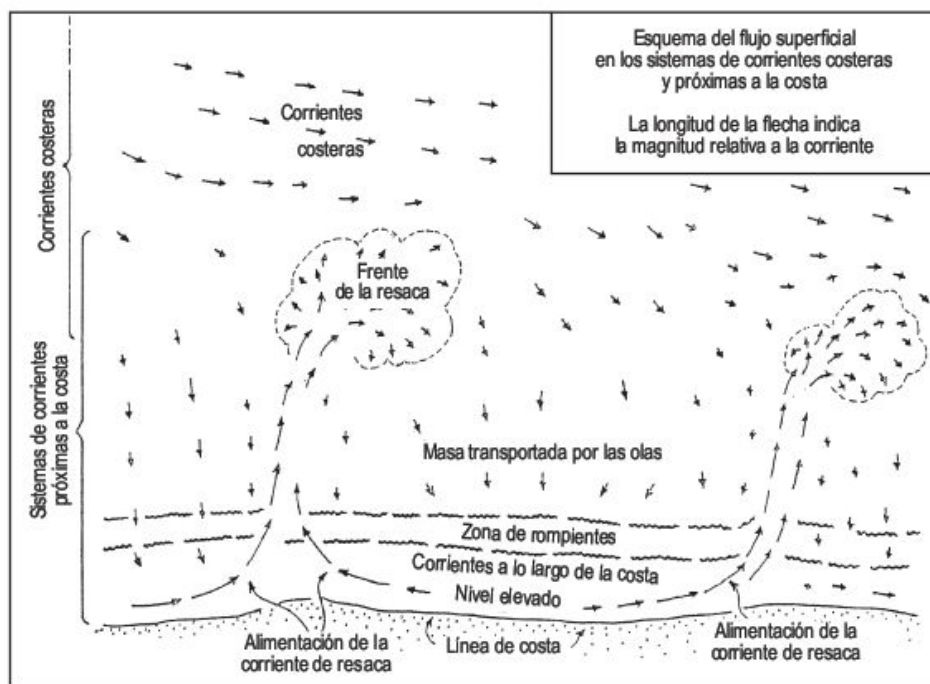
el máximo efecto erosivo de la ola sobre el fondo del mar. Las rompientes pueden ser de cuatro tipos (Fig. 11.6). Las rompientes en derrame (*spilling*) se desarrollan en áreas poco profundas y producen gran cantidad de espuma. Las rompientes en voluta (*plunging*) son típicas de fondos marinos más profundos, la cresta se incurva dejando un hueco debajo y se desploma sobre la superficie del agua. Las rompientes onduladas (*surging*) se encuentran en las playas más profundas, la cara frontal tiene poca espuma y se rompe por su base. Por último, las rompientes de colapso (*colapsing*) son intermedias entre las onduladas y en voluta. Estos diferentes tipos de rompientes se relacionan con la pendiente de la playa y la profundidad relativa del agua.

Las **corrientes de resaca** son frecuentes en muchas playas y se las conoce por el riesgo que tienen cuando son fuertes. El agua transportada por las olas tiene que retroceder y se produce un flujo de retorno canaliforme. Estas corrientes, que son habituales en donde hay grandes olas,

desaparecen mar adentro (Fig. 11.7). Los canales de resaca alcanzan hasta 30 m de anchura y velocidades de 8 km/h. Para evitar los riesgos de las corrientes de resaca el bañista debe nadar paralelo a la costa hasta que desaparezca el refluo de la resaca (Shepard, 1959). En las corrientes de resaca de playas de grano grueso se producen **cúspides de playa** (*beach cusps*), que tienen forma de media luna y un espaciado constante a lo largo de la playa; son típicas de olas de baja energía que rompen directamente sobre la playa (Masselink *et al.*, 1997). Las corrientes a lo largo de la costa llevan consigo un transporte de sedimentos, denominado **deriva litoral**. Esta puede deducirse por la dirección en la que progresan las flechas que se construyen en los estuarios y desembocaduras de los ríos. También son indicadores la arena que se deposita en los rompeolas, promontorios naturales y afloramientos rocosos. La deriva litoral puede determinarse utilizando trazadores fluorescentes o radioactivos, entre otros métodos.



**FIGURA 11.6** Diferentes formas de rompientes que se generan en función de la pendiente de la playa y de la altura relativa ( $A/a$ ), siendo  $a$  la profundidad del agua (Galvin, 1968).



**FIGURA 11.7** Corrientes costeras y desarrollo de corrientes de resaca (Shepard, 1959).



Los **tsunamis** o maremotos, mal llamados olas de marea, se generan por desplazamientos súbitos en el fondo del mar, tal como los terremotos asociados a fallas submarinas (González, 1999). Otras causas menos importantes son los desplazamientos submarinos, como el colapso que generó la caldera de Krakatoa en 1883, en el que se originaron olas de hasta 30 m de altura. Los tsunamis antrópicos se producen por explosiones atómicas submarinas (Atolón de Bikini) (Bryant, 2001).

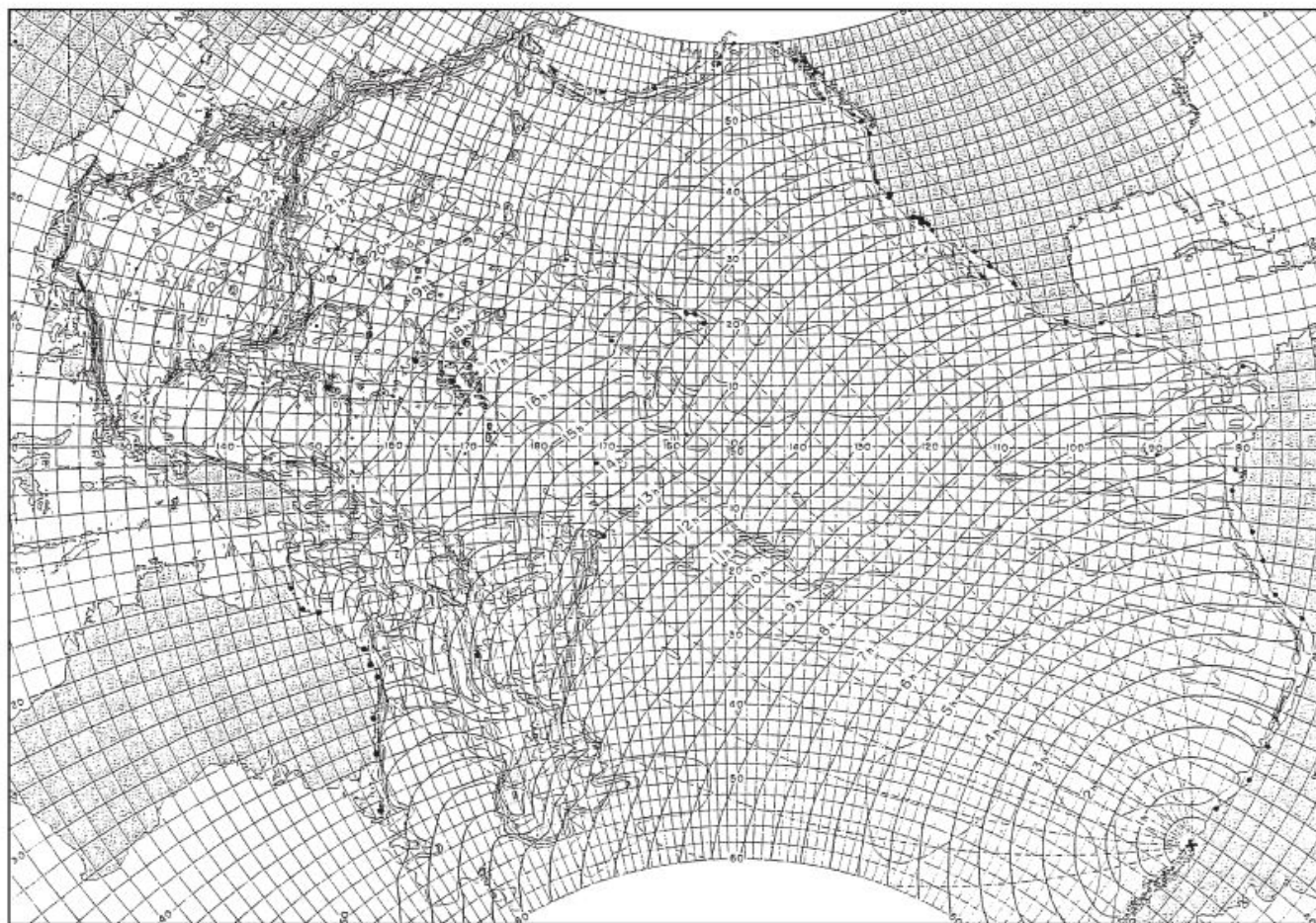
La longitud de las olas de los tsunamis pueden superar los 100 km y en alta mar las alturas de las crestas son menores de un metro y no se detectan por barcos. La velocidad de propagación disminuye con la profundidad y en océanos profundos, como el Pacífico, si la profundidad es de 5 km, la velocidad supera los 500 km/hora. Cuando el tsunami llega a aguas poco profundas, la velocidad disminuye rápidamente y la altura de la ola puede alcanzar 30 m, efectuando una intensa erosión en el litoral. Las series de olas de un tsunami están separadas de unos pocos minutos a una hora y la labor más destructiva puede ser de cualquiera de las olas. En el tsunami de Hawaii de 1 de

abril de 1946, fue la octava ola de la serie la de mayor poder destructivo (Bolt *et al.*, 1975).

Los tsunamis se producen entre otras causas, a partir de fallas submarinas de componente vertical, ya que las de desplazamiento horizontal no producen tsunamis, como el terremoto de San Francisco de 1906 con 6 m de desplazamiento en la falla. El desarrollo es importante en zonas de destrucción de corteza, como el cinturón del Océano Pacífico. Existe una relación entre las magnitudes de los terremotos y tsunamis y la altura de las olas (Tabla 11.2) (McGuire *et al.*, 2004).

A raíz del devastador tsunami de 1 de abril de 1946, en las Islas Hawaii, se establecieron sistemas rápidos de comunicación y mapas de trayectorias y tiempos de recorrido de tsunamis (Fig. 11.8). La alerta debe ser muy rápida, ya que el tsunami emplea apenas 10 horas entre Chile y Hawaii y 20 horas de Chile a Japón.

El 17 de julio de 1999, se originó un terremoto en Papua-Nueva Guinea, cuyo epicentro se situó a 20 km de la costa y el hipocentro a 33 km, con magnitud de 7,1. El terremoto produjo una serie de tsunamis destructivos,



**FIGURA 11.8** Mapa de Océano Pacífico indicando los tiempos de recorrido del tsunami correspondiente al terremoto de Chile de 1960. La curvatura de los frentes de las olas muestra refracciones por cambios en la profundidad del océano (Japan Meteorological Agency, en Bolt *et al.*, 1975).



**TABLA 11.2** Relación entre magnitudes del terremoto y del tsunami y alturas alcanzadas por las olas sobre el nivel medio del mar en Japón (Bryant, 2001).

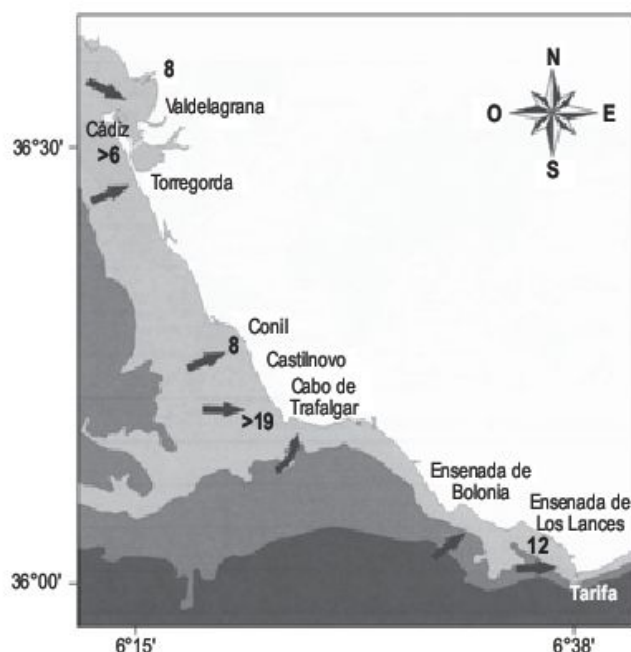
Magnitud del terremoto (escala Richter)	Magnitud del tsunami	Altura máxima de las olas (metros)
6,0	-2	<0,3
6,5	-1	0,5-0,75
7,0	0	1,0-1,5
7,5	1	2,0-3,0
8,0	2	4,0-6,0
8,2	3	8,0-12,0
8,5	4	16,0-24,0
8,8	5	>32

alcanzando la ola más grande 30 m de altura. Arrasó muchos pueblos de pescadores. Los tsunamis ocasionaron 2.200 muertos y 6.000 personas quedaron sin hogar (Hugget, 2003).

Los levantamientos geomorfológicos, las dataciones isotópicas de flechas litorales y los datos históricos han posibilitado la reconstrucción de los efectos que tuvo el tsunami de 1755, producido por el terremoto de Lisboa, a lo largo de la costa gaditana (Dabrio *et al.*, 1998; Kelletat *et al.*, 2005; Gracia *et al.*, 2006). Las olas del tsunami experimentaron procesos de refracción en la plataforma continental gaditana dando lugar a alturas que en algunos puntos superaron los 10 m, produciendo una importante erosión (Fig. 11.9).

Como consecuencia del trágico tsunami del Océano Índico en diciembre de 2004 (Satake *et al.*, 2007) se ha retomado el interés por la investigación de paleotsunamis por métodos sedimentológicos, con el fin de conocer la edad y los periodos de retorno, así como efectuar reconstrucciones paleoambientales (Williams *et al.*, 2005). Esta preocupación viene refrendada por la edición de un número especial en 2005 dedicado a tsunamis en la revista *Marine Geology* (vol. 215).

Además de las corrientes generadas por las olas, se conocen otras de carácter oceanográfico que inciden en el dominio litoral y afectan a la distribución global de organismos y a los climas en las que inciden. Las **corrientes oceánicas** se producen por la acción del viento sobre la superficie del océano abierto, empujadas por gradientes de presión y diferencias de densidad, como resultado de variaciones en la temperatura y salinidad y se denominan termohalinas. Están influenciadas por la distribución de las áreas terrestres, con desviación de las corrientes por la fuerza de Coriolis (Fig. 11.10). En el hemisferio septentrional la circulación se produce en el sentido de las agujas del reloj, lo contrario que en el hemisferio meridional. Se crean corrientes cálidas en la parte occidental de los océanos y a lo largo de las costas orientales la circulación



**FIGURA 11.9** Direcciones de llegada de las olas del tsunami de 1755 a lo largo de la costa gaditana, a partir de datos de campo. Los números indican alturas máximas de inundación por el tsunami en metros, conocidas a partir de diversa documentación histórica (Gracia *et al.*, 2006).

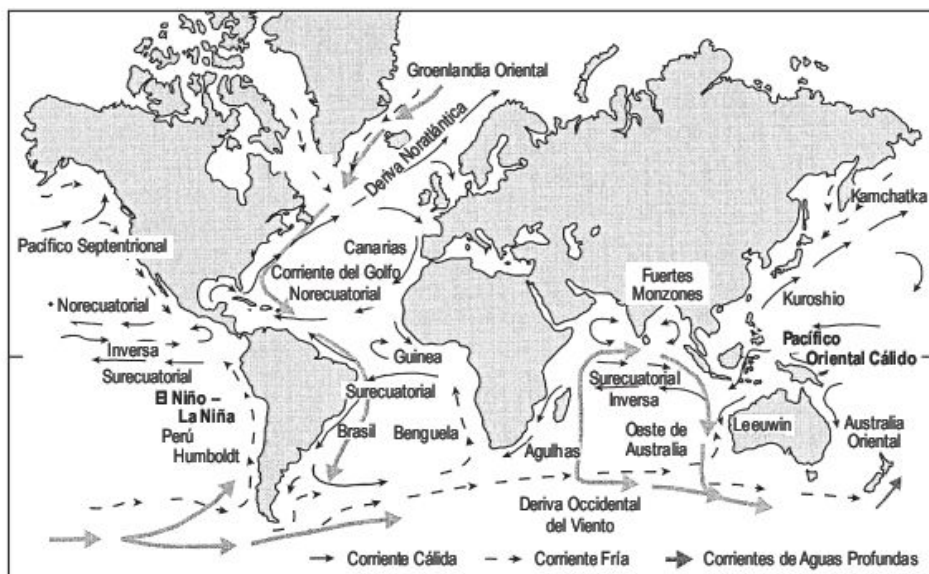
es fría y el agua marina sufre una menor evaporación, lo que trae consigo una marcada aridez de las costas situadas al oeste de las mayores masas continentales (Desiertos de Perú-Chile, Desierto de Namibia-Angola).

Las **mareas** son movimientos del agua producidos por la atracción gravitacional de la Luna y, en menor grado, del Sol. En casi todas las costas hay un ascenso de marea (pleamar) y un descenso de la misma (bajamar). El rango u oscilación mareal en medio del océano es muy pequeño (<1m), pero aumenta hacia la costa y puede alcanzar valores que superan los 10 m. El aumento del rango mareal depende de la anchura e inclinación de la plataforma continental, de la situación y forma de los continentes y de la existencia de grandes bahías. Por consiguiente, la distribución del rango mareal está fuertemente controlado por la configuración de los océanos y de las costas (Masselink y Hughes, 2003) (Fig. 11.11). Los rangos macromareales superan los 4 m y se encuentran en mares semicerrados y en estuarios. Los rangos micromareales están por debajo de 2 m y se localizan fundamentalmente en costas de mar abiertas y prácticamente en todos los mares cerrados. Un gran rango mareal puede desarrollar una amplia zona intermareal, como en la Bahía de Mont Saint Michel (Francia) donde quedan expuestos 20 km de llanuras de arena y lodo. También se pueden encontrar fluctuaciones de marea en lagos, como en los Grandes Lagos de Estados Unidos.

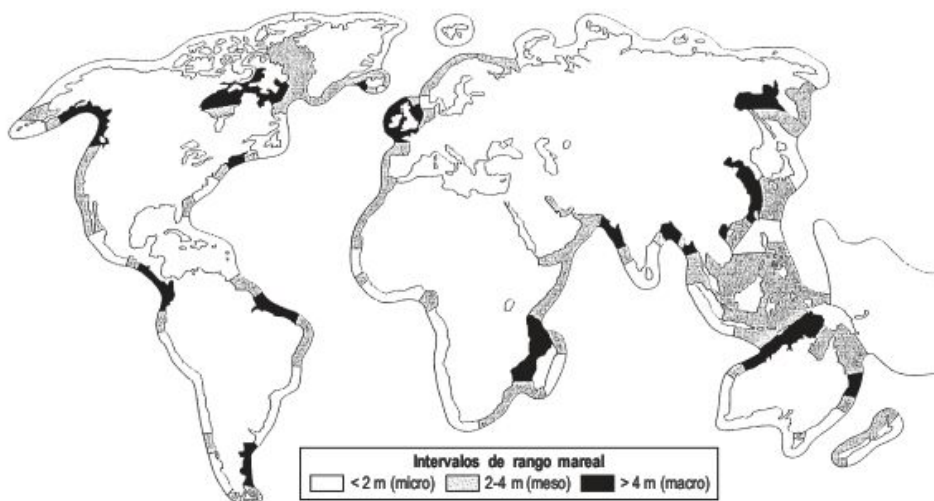
Las mareas alcanzan sus valores máximos cuando el Sol y la Luna tienen la misma orientación que la Tierra. Estas condiciones, que coinciden con Luna llena y Luna



**FIGURA 11.10** Corrientes oceánicas globales y circulación de aguas profundas (Woodroffe, 2002).



**FIGURA 11.11** Distribución global del intervalo de mareas (modificado de Davies, 1980).



nueva, se llaman mareas vivas. Cuando la Luna forma ángulo recto con el Sol, respecto a la Tierra, las dos fuerzas se oponen y las pequeñas mareas resultantes se denominan mareas muertas.

Por otra parte, las entradas de las bahías y los estrechos entre islas tienen con frecuencia fuertes corrientes de marea. Los canales de marea ejercen una importante acción erosiva por los flujos y reflujos de la misma.

## 11.6 Costas acantiladas y plataformas rocosas

Las costas acantiladas pueden definirse como laderas abruptas que limitan las costas (Emery y Kuhn, 1982). Por consiguiente, forman una zona de transición bastante neta entre el continente y el mar. Las tres cuartas partes de las costas del mundo son acantiladas (Bird, 2000) (Fig. 11.12). Están atacadas por el oleaje y, como consecuen-

cia, se producen morfologías erosivas. El desarrollo de las costas rocosas suele ser muy lento, como en Galicia (Pérez-Alberti *et al.*, 2000). En las costas constituidas por rocas clásticas su evolución es rápida y se pueden analizar los cambios geomorfológicos que han tenido lugar, por diferentes técnicas de estudio (mapas, fotografías aéreas,

medidas *in situ*, etc.). Los tratados específicos de Trenhaile (1987) y Sunamura (1992) sobre la geomorfología de las costas rocosas analizan detenidamente los procesos y formas de estos ambientes.

Las rocas que constituyen los acantilados están sometidas a la actividad de numerosos procesos de erosión mecánica, de meteorización física y química, bioerosión y movimiento de masas (Trenhaile, 1987; Masselink y Hughes, 2003). La **erosión mecánica** por las olas moviliza el material desprendido y la abrasión efectúa un desgaste mecánico, mientras que la acción hidráulica de embate de las olas produce el ensanchamiento de las grietas.

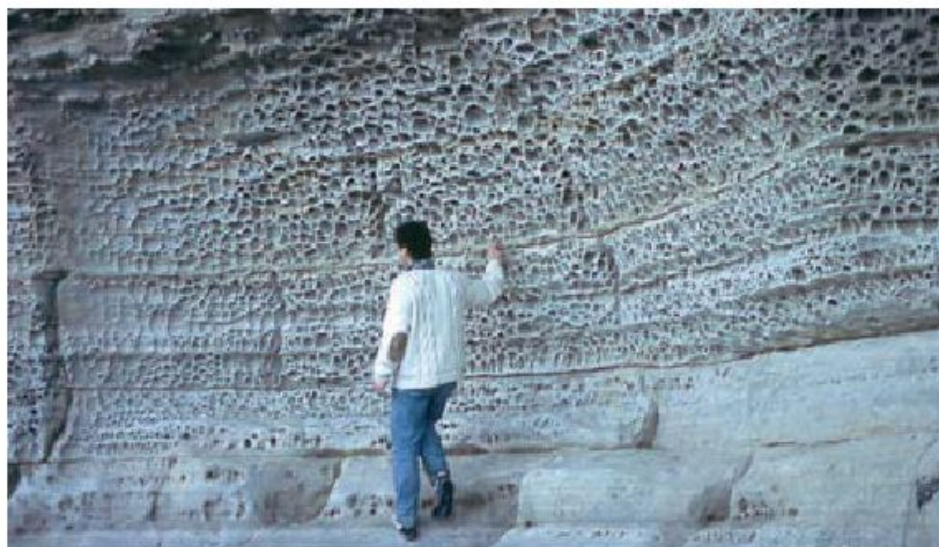
Probablemente, la **meteorización** es el principal mecanismo erosivo. La gelifracción y el humedecimiento y secado debilitan tanto a los capilares como a las grietas. La meteorización salina o haloclastismo produce un aumento de volumen en el crecimiento de los cristales, ensancha los planos de debilidad y produce alveolos

(*honeycomb*) (Fig. 11.13). La meteorización química comprende numerosas reacciones, como la disolución, hidrólisis, oxidación e hidratación. La bioerosión es la movilización de las rocas por organismos como los moluscos litófagos y también se efectúa por vía bioquímica (Fox, 2005). La bioerosión es más importante en las costas tropicales, debido a la gran cantidad de organismos existentes (Spencer, 1988).

Los **movimientos de masa** son frecuentes en los acantilados, debido en parte a la inestabilidad de los mismos que, por otra parte, están siendo atacados en su base por las olas. Son frecuentes la caída de bloques de distinto tamaño, sobre todo en acantilados de rocas blandas (May, 1972), que experimentan una elevada velocidad de retroceso (Fig. 11.14). Los deslizamientos rotacionales y planares y los flujos de tierra (*earth flow*) y de barro (*mud flow*) son relativamente frecuentes en los acantilados marinos.



**FIGURA 11.12** Costa acantilada de gran altura en un *trap* basáltico con diques. Acantilado de los Gigantes. Puerto Santiago. (Isla de Tenerife, España).



**FIGURA 11.13** Alveolos desarrollados en acantilado costero de areniscas jurásicas. Elgol. Isla de Skye (Reino Unido). Foto F. Gutiérrez.



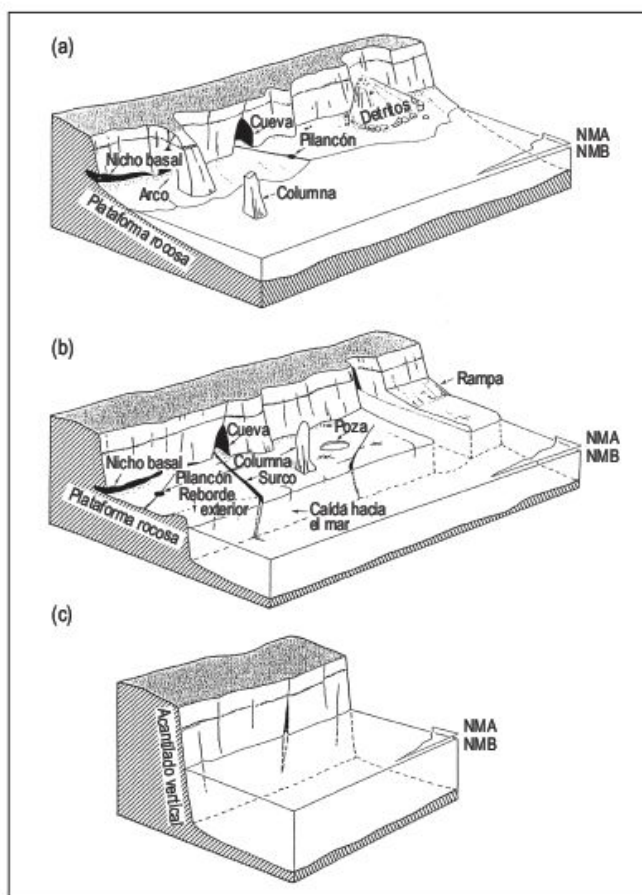


**FIGURA 11.14** Acantilado de rocas blandas y bloques desprendidos. Ajim. Sureste de Túnez.

La **morfología de los acantilados** es consecuencia de la actuación de los procesos descritos. Sunamura (1992) diferencia tres tipos de morfologías de costas acantiladas (Fig. 11.15); plataforma rocosa inclinada, plataforma rocosa horizontal y acantilado vertical. Las primeras, son plataformas que buzan suavemente sin ninguna discontinuidad topográfica significativa. Se las denomina de numerosas formas; plataformas costeras, plataformas litorales, plataformas submarinas, bancos, etc. (Sunamura, 1992). Las segundas son las plataformas horizontales con una marcada caída hacia el mar. Las terceras son acantilados subverticales que se sumergen en el mar sin ninguna plataforma de erosión. La morfología de los acantilados está relacionada con las variaciones litológicas y estructurales. En la base de los acantilados suele desarrollarse un **nicho basal** (*notch*) a la altura del nivel de marea alta (Fig. 11.16). Las zonas de rocas más resistentes dan lugar a promontorios o cabos, en las que se reconocen **islotos columnares** (*stacks*) y **escollos** (afloramientos subaéreos de pequeño tamaño) (Fig. 11.17). Cuando el litoral está constituido por materiales de erosión más fácil que los circundantes se originan **bahías y calas** (Fig. 11.18).

Los acantilados que alcanzan más de 300 m de altura se denominan megacantilados (Bird, 2000). Se encuentran en las costas de Perú y Chile, donde se ha producido un levantamiento tectónico reciente, y en las islas volcánicas atlánticas, como en Tenerife (Islas Canarias) (Fig. 11.12).

Los **perfiles de los acantilados** están relacionados con controles litológico-estructurales. En formaciones horizontales en las que alternan rocas duras y blandas, los perfiles son escalonados, debido a la erosión diferencial. En rocas masivas son verticales y en rocas blandas los perfiles pueden tener también laderas verticales, por el rápido desarrollo de los movimientos de masa (Fig. 11.14). Cuando se interrumpe la erosión marina en los acantilados y los procesos dominantes son los subaéreos, el acantilado se degrada y los perfiles son predominantemente convexos (*co-*



**FIGURA 11.15** Tres tipos de morfologías de costas acantiladas y principales rasgos erosivos: (a) plataforma rocosa inclinada; (b) plataforma rocosa horizontal; (c) acantilado vertical (Sunamura, 1992).

*astal bluff*) (Bird, 2000), aunque las laderas evolucionan en función de la resistencia de las rocas y de las características climáticas. Las costas tropicales presentan con fre-



**FIGURA 11.16** Nicho basal en la base de un acantilado de rocas blandas y bloques desprendidos. Ajim. Costa sureste de Túnez.



**FIGURA 11.17** Islotes, costa acantilada y rasa elaborados en calizas y margas del Cretácico. Santander.



**FIGURA 11.18** Cala desarrollada en granitos de la Costa Brava (provincia de Gerona).



cuencia este tipo de morfología, debido a la intensa meteorización subaérea y denudación. En los perfiles de detalle de los acantilados se puede reconocer una larga historia geomorfológica debida a procesos marinos y subaéreos. Este tipo de acantilados se denominan **acantilados compuestos** (Griggs y Trenhaile, 1994). En el acantilado de Gibraltar, se reconocen laderas convexas o rectas, terrazas de abrasión, brechas de ladera, formas y depósitos kársticos y dunas (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2004).

Los acantilados, en su retroceso, originan cuevas marinas, en las que la erosión penetra en zonas de debilidad. En los **bufaderos** (*blowholes*) las olas penetran en una cueva y al romper el techo de la cavidad expelen el agua al exterior en una gran rociada. Cuando el oleaje excava las rocas por planos de debilidad se pueden generar grandes **gargantas** o hendiduras. Los **arcos marinos** naturales (Fig. 11.19) pueden desarrollarse algunas veces a partir de cuevas marinas (Trenhaile, 1987; Sunamura, 1992).

Las medidas de **retroceso** de los acantilados suelen realizarse tomando como punto de partida la cima del acantilado, aunque también pueden obtenerse a partir de perfiles de acantilados de detalle con morfologías de los mismos. La erosión de los acantilados se hace palpable después de las grandes olas de tormenta. En el tratado de Sunamura (1992) se enumeran los retrocesos lineales de los acantilados de numerosas partes del mundo y se obtienen unos valores medios:

- 1 mm/año en acantilados de granito.
- 1 mm-1 cm/año en calizas.
- 1 cm/año en pizarras.
- 10 cm-1 m/año en creta y rocas sedimentarias terciarias.
- 1-10 m/año en depósitos glaciares.
- Al menos 10 m/año en cenizas volcánicas.

Muchos acantilados están bordeados por **plataformas rocosas o de abrasión** (Fig. 11.20). Algunas son horizonta-

**FIGURA 11.19** Arcos marinos incididos en calizas magnesianas. Marsholen Bay (noreste de Inglaterra). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 11.20** Plataforma de abrasión al pie del acantilado. Santander.



les y se encuentran en la zona mareal en ambientes micro y mesomareales (Fig. 11.15b). Otras buzan (Fig. 11.15a) ligeramente hacia el mar ( $1-5^\circ$ ) y se extienden desde la base del acantilado hasta por debajo de la acción de las mareas y son frecuentes en los medios macromareales. No obstante, los diferentes tipos de plataformas están más relacionadas con el balance de la acción del oleaje y resistencia de las rocas. Cuando el balance se inclina claramente a favor de la resistencia de las rocas se originan acantilados verticales (Fig. 17.15c), sin ninguna plataforma de abrasión (Sunamura, 1992). Algunas costas acantiladas presentan

valles colgados truncados por el retroceso de los acantilados y desde los valles se desprende agua bajo la forma de una cascada (Fig. 11.21). Estas circunstancias indican que la velocidad de retroceso de los acantilados es mucho mayor que el encajamiento de los valles.

Sobre costas calcáreas, la disolución de las calizas produce diferentes tipos de lapiaz con marcadas asperezas. En el techo de los pequeños acantilados carbonatados se producen típicas viseras o voladizos (Fig. 11.22), mientras que en la superficie de las plataformas de abrasión calcáreas se observan durante la bajamar pequeñas depresiones



**FIGURA 11.21** Acantilados en Jurásico y *sills* básicos terciarios. Valle colgado y cascada. The Kilt Rock. Isla de Skye (Reino Unido). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 11.22** Morfología en visera en calcarenitas pleistocenas. Los Escollos. Cabo de Gata (provincia de Almería). Foto F. Gutiérrez.



cerradas de fondo plano y unos centímetros de altura (*vasques*) que están ribeteadas por concreciones sinuosas carbonatadas construidas por algas calcáreas, vérvidos o incluso serpúlidos (Fig. 11.23). En Guilcher (1953, 1954)

se puede consultar una descripción detallada de estas microformas. Por otra parte, Twidale *et al.* (2005) analizan el papel del grabado (*etching*) en la formación de las plataformas y del micromodelado acompañante.



**FIGURA 11.23** Plataforma de abrasión en marea baja con «*vasques*» limitadas por concreciones carbonatadas. Torregorda, San Fernando (provincia de Cádiz). Foto F. J. Gracia.

## 11.7

### Costas de arrecifes coralinos

Los arrecifes coralinos presentan las morfologías de montículos rocosos, plataformas o cordones que se elevan débilmente por encima del fondo marino rocoso y están constituidos fundamentalmente por restos de esqueletos de organismos. Su estructura externa consta principalmente de corales ramificados que han crecido sobre esqueletos antiguos. En el interior de esta estructura se han introducido por las olas diferentes tipos de detritos (Shepard, 1959). Los arrecifes coralinos presentan un balance muy sensible entre la construcción biológica y los procesos físicos que los destruyen y controlan la morfología de los arrecifes. Desde el punto de vista de la productividad un arrecife es una comunidad compleja con una gran variedad de vida animal, que se analiza detenidamente en Ingmanson y Wallace, 1989; Viles y Spencer, 1995.

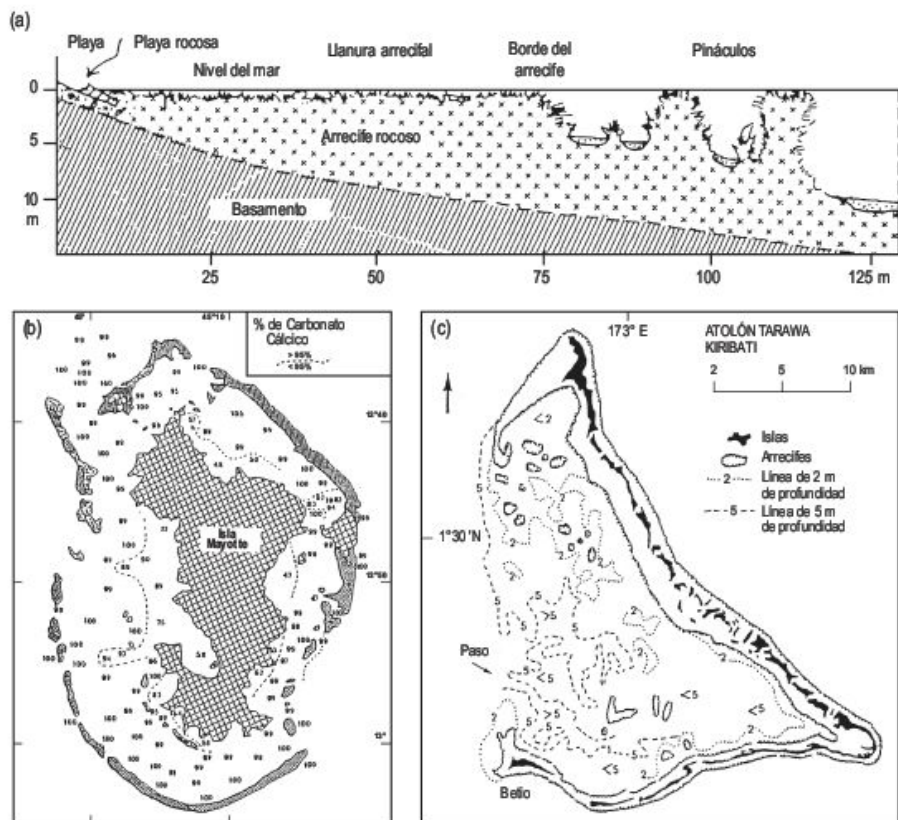
Los arrecifes de coral se localizan solo en zonas que tienen las aguas cálidas durante la mayor parte del año, en las que la *temperatura* del mes más frío nunca es menor de 18° C y la del mes más cálido no supera los 34° C. Se encuentran en aguas tropicales, que se sitúan entre 30° N y 30° S (Guilcher, 1988). Los corales también dependen de la salinidad del agua y son bastante tolerantes, ya que aceptan desde 30 a 38 partes por mil e incluso hasta 40-41 en el Mar Rojo. La *turbidez* del agua es incluso más importante para el crecimiento del arrecife, ya que los corales necesitan para

su desarrollo unos niveles de luz adecuados. En estas zonas tropicales de intensa meteorización, los productos transportados por los ríos llevan una elevada carga en suspensión. La ausencia o escasez de arrecifes de coral se explica por la elevada turbidez de las aguas en el Sur y Este de Asia (Guilcher, 1988). La distribución de los arrecifes está relacionada también con la dispersión del **plancton**. Este zooplancton constituye el alimento de los corales y su suministro depende considerablemente de la circulación del agua y, por eso, los arrecifes tienen un mayor desarrollo en las zonas de barlovento de los continentes e islas, que a sotavento.

La velocidad de crecimiento de los corales se estima entre 1 y 14 mm/año (Spencer, 1994). En su crecimiento hacia arriba pueden quedar expuestos al nivel de marea bajo y, por consiguiente, a la acción del oleaje. Este produce la rotura del esqueleto de los corales por las olas de tormenta, originando grandes cantidades de gravas y arenas de coral que se alojan en las partes más bajas de los arrecifes.

Los tipos principales de arrecifes coralinos son los costeros, barrera y atolones (Guilcher, 1988) (Fig. 11.24). Los **arrecifes marginales** (*fringing*) se han edificado tanto hacia arriba como hacia fuera en mares poco profundos del borde de continentes o islas. Constan de una plataforma arrecifal a nivel de marea baja. Algunas plataformas han sido modeladas por el oleaje y constituyen plataformas rocosas

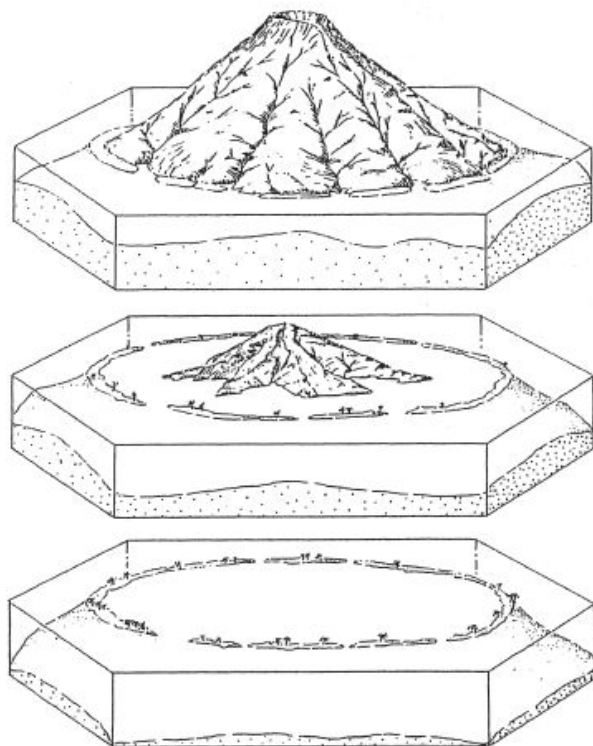




**FIGURA 11.24** (a) Arrecifes costeros con canal poco profundo. Aqaba, Jordania. Mar Rojo. (b) Arrecife barrera de la Isla Mayotte, Océano Índico. (c) Atolón Tarawa, Kiribati, Micronesia. (Recopilado por Masselink y Hughes, 2003; en Guilcher, 1988.)

de abrasión. Los arrecifes costeros pueden presentar un canal poco profundo y estrecho que comunica con el interior. Los **arrecifes barrera** se han construido a cierta distancia de la línea de costa y más o menos paralelos a la misma y en su interior se desarrolla un lagoón que no supera los 30 m de profundidad. En su frente hacia el mar el Gran Arrecife Barrera australiano se inclina  $40^{\circ}$ - $50^{\circ}$  y el agua tiene una profundidad de 1.800 m en su parte norte y unos 180 m en la sur. La profundidad del lagoón oscila entre 18 y 45 m y el fondo está constituido por detritos de origen marino y fluvial (Bird, 2000). Los **atolones** son arrecifes que encierran un lagoón, en el cual no hay ninguna isla o elevación volcánica. Crecen por encima del nivel del mar y generalmente son más o menos asimétricos con diferencias en las partes de barlovento y sotavento. Al igual que los arrecifes barrera, están expuestos a una karstificación subaérea. En el mundo hay 425 atolones, situados en gran parte en los océanos Índico y Pacífico y algunos aislados en el Mar Caribe (Stoddart, 1965b). En las Islas Maldivas se encuentran los de mayor tamaño, donde alcanzan 75 km de diámetro. Se reconocen canales transversales dirigidos al lagoón, más abundantes a sotavento. En el lagoón destacan algunas islas de escasa altura con vegetación tropical.

La **teoría de la subsidencia de Darwin** (1842) proporciona una secuencia genética del desarrollo de los tres tipos principales de arrecifes coralinos (Fig. 11.25). Como estos no pueden crecer en aguas profundas, los atolones han debido de comenzar su crecimiento sobre un substra-



**FIGURA 11.25** Bloques diagramas que explican la hipótesis de Charles Darwin del desarrollo de un atolón por subsidencia de una isla volcánica y crecimiento de un arrecife (Shepard, 1959).



to en aguas someras. Los arrecifes costeros crecían alrededor de una isla y se hundían lentamente. Con el tiempo se desarrollaba un lagoón entre la isla y el arrecife, convirtiéndose en un arrecife barrera. La posterior desaparición de la isla por subsidencia trajo consigo la generación

de un atolón. La perforación en el atolón de Enewetak (Islas Marshall), en el Océano Pacífico, demostró que el atolón está constituido por 1.250 m de calizas coralinas de aguas someras sustentadas sobre rocas volcánicas, que se encuentran a 3.200 m del fondo marino (Ladd *et al.*, 1967).

## 11.8 Playas, barreras y flechas

Las **playas** son acumulaciones de arena, grava o una mezcla de ambas, situadas en el límite del mar y el continente, en cuya dinámica interviene fundamentalmente el oleaje (Flor, 2004). Ocupan aproximadamente el 40% de las costas del globo terráqueo (Bird, 2000). Los materiales sueltos de los que están constituidas las playas actúan como un amortiguador que absorbe, refleja y disipa la energía liberada en la franja litoral (Anthony, 2005). En las últimas cuatro décadas se ha producido un desarrollo de la ocupación en la franja litoral, como consecuencia del turismo internacional. Debido a esta invasión, un 70% de todas las playas del mundo sufren erosión (Bird, 1996).

Las playas, que constituyen una morfología tridimensional, sufren importantes cambios en sus **perfiles**, que se estudian por transectos en campo y con sensores remotos. Algunas playas están sufriendo acreción, como las de Rota (provincia de Cádiz) durante el corto periodo de 1996-2002; esto se debe a las condiciones de buen tiempo (Anfuso y Gracia, 2005). Otras, por el contrario, como las existentes en el sureste de los Estados Unidos, sufren espectaculares retrocesos del orden de 4 m/año, que han producido una importante pérdida de tierra y de propiedades en las costas (Finkl, 1993).

Las playas varían de tamaño y forma. Pueden ser largas y rectas, de extensiones kilométricas, como las playas del golfo de Cádiz (España) o forman un conjunto de playas en bolsillo (*pockets beaches*) separadas por promon-

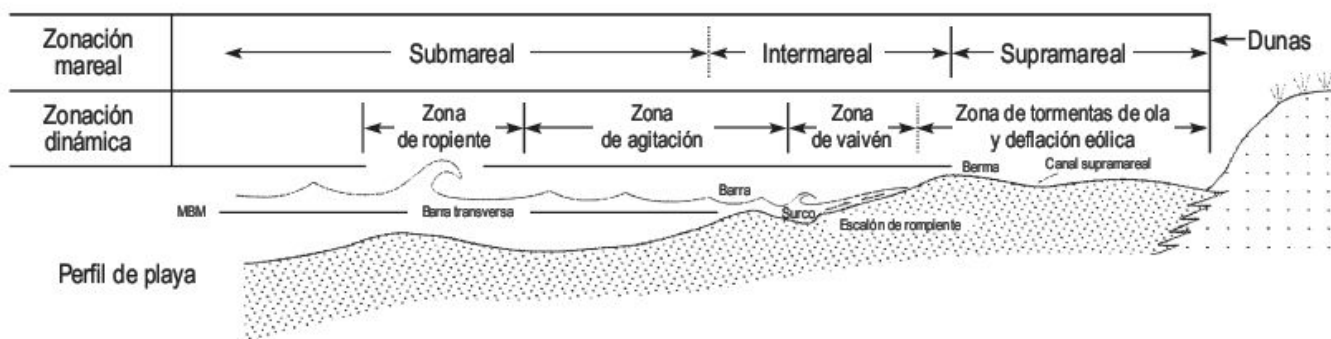
torios en costas de bahías. En las playas en bolsillo el volumen de sedimentos permanece constante (Davies, 1980).

El **origen de los sedimentos** constitutivos de una playa es muy variado: fluvial, erosión de los acantilados, sedimentos del fondo marino, eólico, a los que se incluyen los resultantes de las actividades antrópicas.

El límite superior de una playa lo constituye la línea hasta donde llegan las mayores olas de tormenta y, el límite inferior, se encuentra a la profundidad por debajo de la cual no se detectan cambios apreciables en los movimientos del fondo sedimentario. En las playas se diferencian varias **zonas**, cuya complejidad es mayor en las playas mareales y se separan en franjas paralelas a la costa. Corresponden a zonas dinámicas características (Fig. 11.26). En esta figura se relacionan los términos en español que se utilizan para la diferenciación de las distintas partes de una playa mareal (Flor, 2004) (Fig. 11.26).

En las zonas intermareal y submareal se localizan **barras** (Fig. 11.27), que son cordones sedimentarios simétricos o asimétricos y pueden originarse hasta 30 barras. Son paralelas u oblicuas a la costa, continuas o compartimentadas, lineales, sinuosas o en forma de media luna. Existen varias hipótesis sobre el origen de las barras, aunque todas ellas están relación con la acción de las olas (Woodroffe, 2002; Greenwood, 2005).

Una **barrera** es una acumulación de arena y/o grava formada por las olas, mareas y el viento, paralela a la cos-



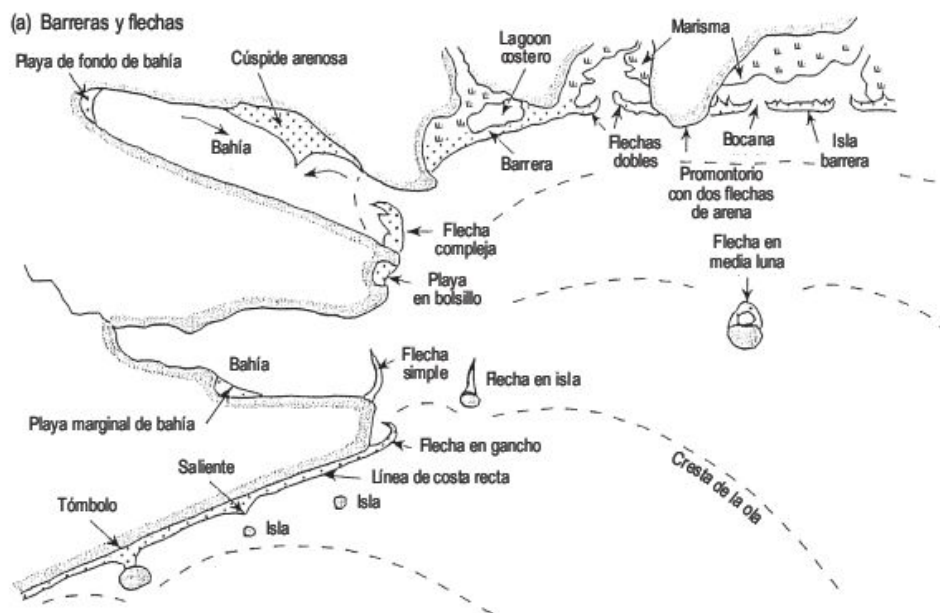
**FIGURA 11.26** Zonación morfológica y dinámica de una playa mareal, en un perfil transversal. La zona costera representa la porción sumergida por debajo de las bajamares medias hasta el nivel de base del oleaje, también denominada zona submareal (*offshore* o *shoreface*, dependiendo de los autores) (Flor, 2004).



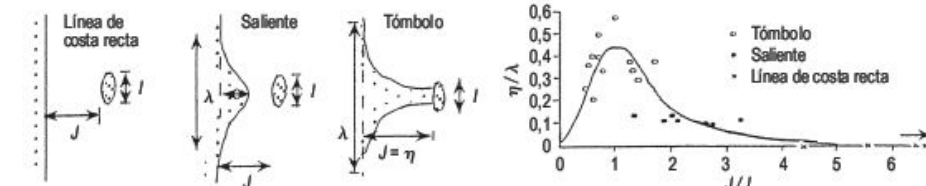
**FIGURA 11.27** Barra y surco intermareal en la Playa de Castilla. Parque Nacional de Doñana. Al fondo Matalascañas (provincia de Huelva).

ta, que se sitúa por encima del nivel del mar actual y con frecuencia represa el drenaje terrestre o queda bloqueado en un lagoon costero (Horikawa, 1988) (Fig. 11.28 y 11.29). Las **flechas** (Fig. 11.30) representan afloramientos subaéreos de sedimentos acumulados por las corrientes de deriva litoral, que transportan arenas y gravas. Las flechas son frecuentes en los puntos donde se produce una inflexión abrupta de la costa (Rodríguez *et al.*, 2000). Su

forma es recta, curvada o en gancho. Las **cúspides arenosas** (*cusate forelands*) son promontorios de arena, que por lo general tienen una serie de cordones. Un **tómbolo** está formado por un cordón de arena de playa que se une con la isla (Fig. 11.31). El vocablo procede de Orbetello (Italia). Se originan por deriva litoral. En la Península Ibérica constituyen buenos ejemplos los tómbolos de Peñíscola, Ifach, Trafalgar y Gibraltar.



(a) Barreras y flechas



**FIGURA 11.28** Diversos tipos de flechas, tómbolos y salientes o cabos arenosos. (a) Esquema de la distribución de estas morfologías con respecto a la trayectoria de las olas. (b) Definición de los parámetros y presencia de salientes y tómbolos en relación con el diámetro de la isla. (c) Distancia crítica desde la costa (Horikawa, 1988).





**FIGURA 11.29** Barrera litoral. Islas Cies (provincia de Pontevedra).



**FIGURA 11.30** Flechas en una isla con una bahía semicerrada en su interior. Costa nororiental de los Estados Unidos.



**FIGURA 11.31** Tómbolo. Isla de Eubea (Grecia) Foto J. L. Peña.

# 11.9

## Dunas litorales

Las dunas litorales (Fig. 11.32) están constituidas por arenas procedentes de la playa y se acumulan por encima del nivel de marea alta (Nordstrom *et al.*, 1990). Cuando la arena de las playas está seca el viento puede movilizar los granos de arena, fundamentalmente los comprendidos entre 0,1 y 0,3 mm, para construir dunas. A diferencia de las dunas de los desiertos, éstas están sometidas a una gran variedad de procesos, como la acción de las olas y la vegetación (Bagnold, 1941). Necesitan un importante suministro de arena y una considerable acción del viento. Las dunas litorales también están influenciadas por las olas de tormenta, que pueden erosionar las dunas, pero paulatinamente las arenas eólicas pueden retornar a los aparatos dunares bajo condiciones de tiempo favorables. De todo ello se deduce que el mantenimiento de las dunas litorales es importante en la protección y uso de los dominios costeros.

Las dunas presentan un buen desarrollo en las latitudes medias (Jennings, 1964) con grandes intervalos mariales. Adquieren un menor desarrollo en latitudes bajas y altas (Davies, 1980). En las primeras, la gran vegetación existente en la costa, los bajos niveles de energía de las olas y otras causas de menor incidencia dificultan un gran desarrollo de las dunas. En las latitudes altas la escasez de sedimentos arenosos, la acción de la helada y el desarrollo de banquisas, que impiden la acción del oleaje, obstaculizan la progresión de las dunas.

Cuando está espaciada la vegetación, como en las zonas áridas, la arena queda retenida en la misma formando

una *nebkha*, que es una **duna de obstáculo** como las dunas rampantes o de techo de acantilado. También con escasa vegetación se pueden desarrollar dunas parabólicas y *blowouts*. Si la vegetación es muy densa puede atrapar la arena y se produce una acreción vertical, que puede originar un cordón de dunas litorales (Arens, 1996). También pueden desarrollarse dunas lineales (*seif*) (Fig. 10.31) y campos de barjanas (Inman *et al.*, 1966), aunque son raros.

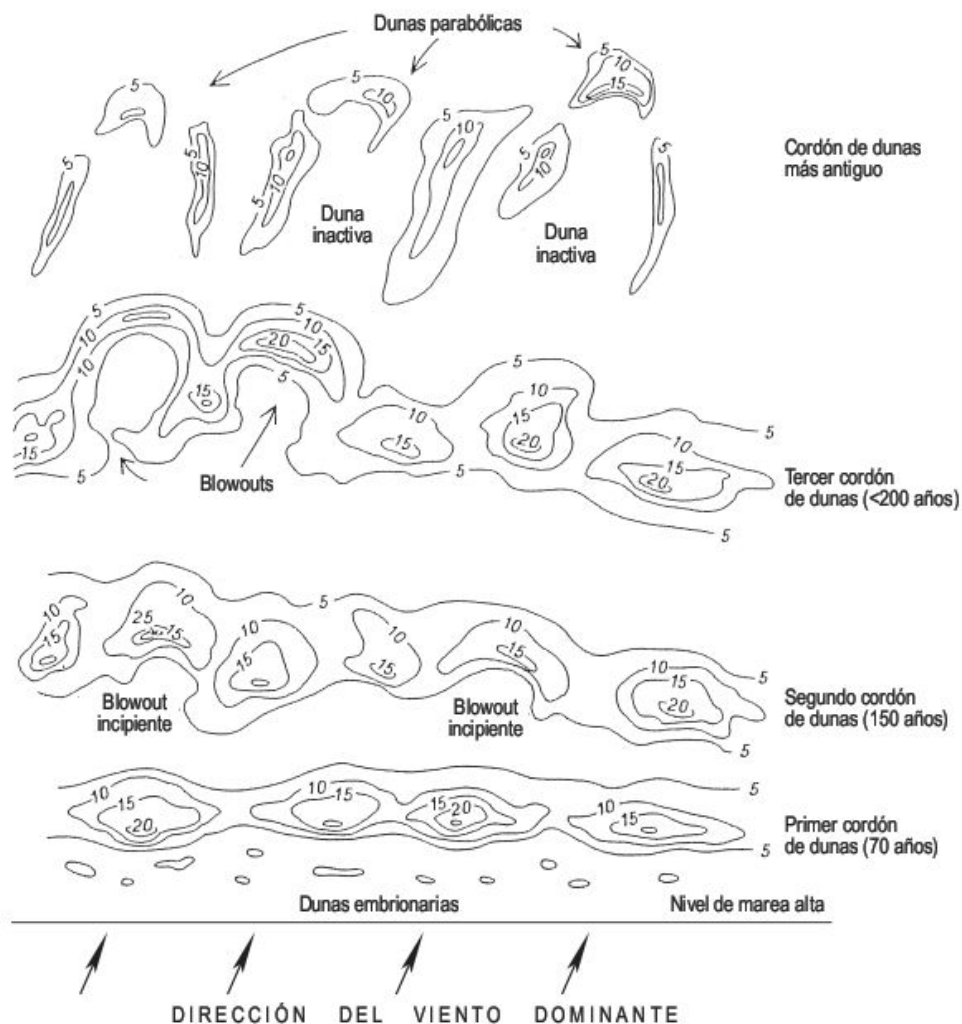
En algunas costas, como en la provincia de Huelva, hay numerosos cordones de dunas (Fig. 10.2) (Flor, 1990; Rodríguez, 1998) paralelos a la costa de hasta 30 m de altura, que se han formado por progradación. Estos cordones pueden sufrir modificaciones por erosión desde los cordones rectos iniciales a *blowouts* y finalmente a dunas parabólicas (Pethick, 1984) (Fig. 11.33). En zonas de dunas sin vegetación con alturas de 10 a 20 m, se han medido velocidades de avance de 1-10 m (Bird, 2000).

Cuando las dunas litorales son calcáreas (granos de arena y restos de conchas) las dunas infrayacentes se pueden litificar por agua de percolación y convertirse en una roca denominada calcarenita. También se utiliza el término más genérico de **eolianita**, que lleva implícito su origen. En afloramientos de acantilados de la costa se observan a veces diferentes depósitos que indican un origen marino litoral, eolianitas y desarrollo de procesos de edafización, que dan lugar a niveles de suelos rojos (Fig. 11.34). El conjunto de la sección contiene una compleja historia geomorfológica.



**FIGURA 11.32** Dunas litorales con frentes barjanoides y *blowouts*. Maspalomas (Gran Canaria).





**FIGURA 11.33** Esquema que muestra la secuencia de desarrollo de cordones de dunas. Las cubetas de deflación o *blowouts* de los segundos y terceros cordones dunares dan origen a dunas parabólicas en la última etapa indicada (Pethick, 1984).



**FIGURA 11.34** Depósitos costeros pleistocenos en El Aculadero, Puerto de Santa María (provincia de Cádiz). En el acantilado y de muro a techo: detrás de la playa actual con bloques sueltos. En la base, depósitos de *lagoon*. Sobre este segundo nivel se reconoce un suelo rojo. Por encima, eolianitas con estratificación cruzada y, a techo, desarrollo de un segundo nivel de suelo rojo.

Estas morfologías se desarrollan en zonas intermareales y básicamente en costas con oleaje de moderada y baja energía (Fig. 11.35). Las áreas intermareales están constituidas en gran parte por depósitos de arena o lodo, que se denominan llanuras de arena (*sandflats*) o llanuras de lodo (*mudflats*) y también se conocen genéricamente como llanuras mareales. Tienen una inclinación muy pequeña hacia el mar. Por lo general, limitan con tierra firme y se extienden desde el nivel de marea alta hasta el nivel de marea baja y están surcadas por una red de canales. Cuando las plantas que toleran la sal (halófilas) colonizan estas llanuras intermareales, se desarrollan marismas y manglares sobre todo en las partes más elevadas (Bird, 2000). Las llanuras de lodo, marismas y manglares ocupan una gran extensión y están asociadas con amplias bahías, deltas, estuarios, barreras de arena y áreas de mar abierto. Estas morfologías planares son importantes porque contienen ecosistemas muy productivos y además el estudio de sus sedimentos proporciona reconstrucciones paleoecológicas y paleoambientales (Woodroffe, 2002).

Las fuentes de sedimentos (arena, limo, arcilla y materia orgánica) proceden de la erosión costera, del fondo marino y de los aportes fluviales (Pethick, 1984). Las partículas se movilizan fundamentalmente en suspensión y se depositan principalmente en la zona intermareal. Los depósitos de grano muy fino son resistentes a la erosión, debido a su cohesión y pueden denudarse parcialmente en el transcurso del flujo y reflujo de las mareas.

Las **llanuras de lodo** no son del todo planas sino que pueden presentar un perfil débilmente convexo, que indica un predominio de la acreción, mientras que si el perfil es suavemente cóncavo se interpreta como que predomina la erosión. Ya hemos indicado que el lodo presenta una mayor cohesión que la arena y requiere velocidades de flujo importantes para que se erosione (Hjulström, 1935). Las etapas de acreción alternan con fases de erosión a cualquier escala de tiempo y dependen del suministro de sedimentos y del intervalo mareal, ya que erosionan en otoño e invierno y se produce acreción en primavera y verano. También quedan registrados en los sedimentos cambios de este tipo en periodos mayores de tiempo.

Las **marismas** (*salt marshes*) son llanuras de lodo con vegetación halófila y los procesos dominantes son distintos. Son características de zonas templadas y no existen en latitudes polares. Con frecuencia están cerradas por flechas y barreras (Fig. 11.36).

Las superficies de las marismas son más altas y se inundan con menos frecuencia, en la mayoría de los casos por las mareas vivas de mayor amplitud. Las mayores diferencias con las llanuras de lodo se deben a la cubierta de vegetación (*Salicornia*, *Juncus*, etc.) y a la intrincada red de canales que cubren la mayoría de las marismas. Una gran cantidad de sedimentos quedan atrapados por las plantas y el flujo está dominado por la densidad de vegetación (Neumeier y Ciavola, 2004). Esta produce materia orgánica que se mezcla con los sedimentos inorgánicos.



**FIGURA 11.35** Llanura intermareal y canales mareales. Cabecera de la Ría de Vigo. Arcade (provincia de Pontevedra).





**FIGURA 11.36** Marismas y canales mareales al abrigo de una isla barrera. Long Island (Nueva York). Costa noreste de Estado Unidos.

Durante la primavera y el verano la salinidad de las aguas de marea es alta y da lugar a un aumento de la floculación. En las marismas también se reconocen pequeñas charcas salinas (*salt pans*), que pueden ser áreas sin vegetación o restos de canales abandonados en los que precipitan las sales por evaporación.

Los **manglares** están constituidos por arbustos y árboles halófilos (del orden de 50 especies), que se desarrollan en la parte superior de la zona intermareal, sobre

litorales de estuarios y *lagoons* y en costas al abrigo de un fuerte oleaje, como bahías o ensenadas o a sotavento de promontorios, islas o arrecifes (Guilcher, 1979). Se encuentran en áreas tropicales. Los troncos y sus sistemas de raíces se retuercen y proporcionan una resistencia a la erosión parecida a las pequeñas plantas de las marismas. También tienen una red de canales. La anchura de la franja de manglares aumenta con el intervalo mareal, pudiendo alcanzar varios kilómetros en costas macromareales.

## 11.11 Estuarios y deltas

Un **estuario** (Fig. 11.37) es la parte hacia el mar de un sistema de valles sumergidos que reciben sedimentos de fuentes fluviales y marinas y que tienen facies influenciadas por procesos mareales, del oleaje y fluviales (Dalrymple *et al.*, 1992a). Los valles de la costa se vieron inundados por la Transgresión Flandriense y el mar se estabilizó hace unos 6.000 años. Desde entonces los estuarios se han ido rellenando e incluso por progradación han originado abanicos-delta (*fan-delta*). El Río Vélez (Málaga) fue convertido en estuario durante la Transgresión Flandriense, que penetraba tierra adentro. Posteriormente comenzó el relleno con una tasa de 1-2 m/milenio. Restos arqueológicos indican que los asentamientos fenicios (650 a.C.) se situaban por encima del nivel actual del valle. A finales del siglo xv los navíos de los Reyes Católicos remontaron el estuario unos 5 km para sitiar la población de Vélez-Málaga. Tras la expulsión de los moriscos se produjo un gran incremento de la sedimentación producido por deforestación y erosión de los suelos. Los

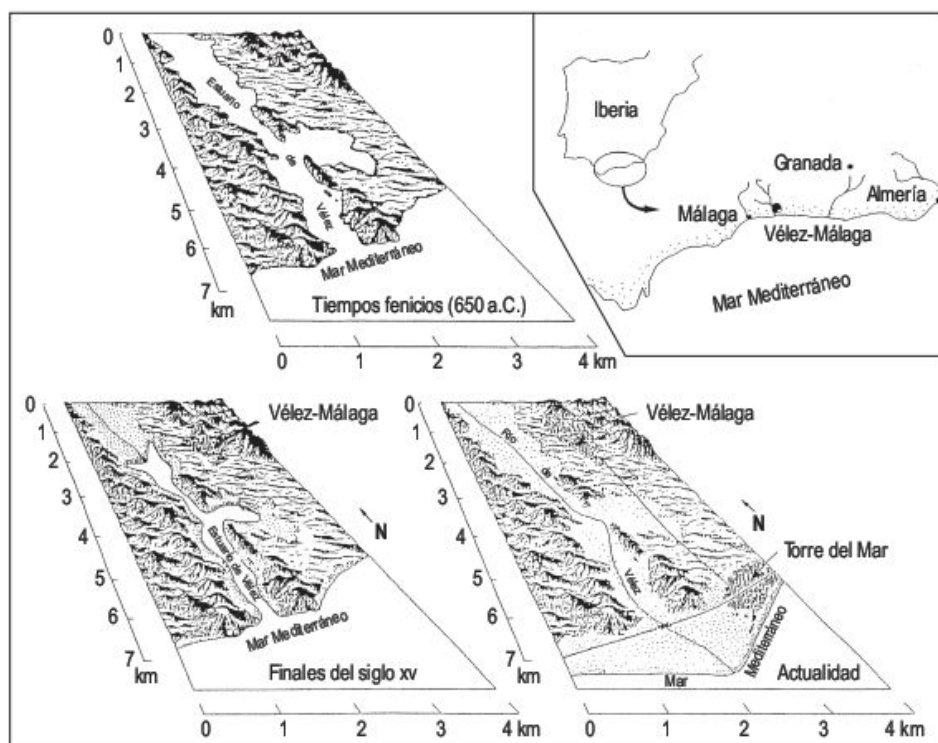
depósitos de los siglos xvi y xvii alcanzan 20 m de espesor. El estuario se rellenó y el río Vélez construyó un delta progradante donde se asienta la población de Torre del Mar (Fig. 11.38) (Hoffmann y Schulz, 1987).

Los estuarios son ecosistemas únicos que proporcionan alimento para muchos organismos. Para los humanos constituyen zonas de navegación, asentamientos, protección contra la erosión, recreo, extracción de mineral y depósito de residuos (Jackson, 2004).

La morfología de los estuarios resulta de una lucha continua entre los aportes fluviales y marinos y puede estar relacionada con procesos hidrodinámicos, tales como el flujo fluvial, corrientes de marea, oleaje, procesos tales como la floculación y procesos biológicos como el crecimiento de marismas y manglares. El agua marina es más densa que el agua procedente de los ríos y penetra en los estuarios como una cuña infrayacente que se mueve hacia arriba y las aguas fluviales se desplazan hacia el mar, aunque la mezcla de ambas es bastante neta (Bird, 2000).



**FIGURA 11.37** Estuario antropizado. En la zona externa se observan diversas flechas y playas en bolsillo. Costa de Connecticut. Estados Unidos.



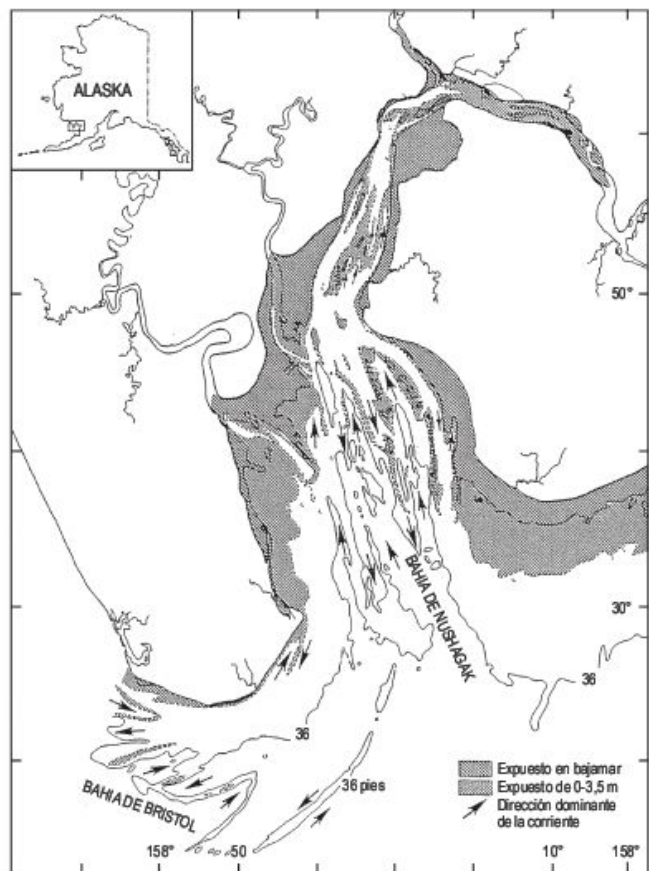
**FIGURA 11.38** Evolución reciente del litoral de Vélez Málaga (Hoffmann y Schulz, 1987).

Dalrymple *et al.* (1992b) dividen los estuarios en zona interna con predominio de los procesos fluviales, zona externa dominada por las acciones marinas y zona central, en la que se mezclan los procesos mareales y fluviales. Según Davies (1964) los estuarios dominados por las olas se encuentran en ambientes macromareales (intervalo mareal  $\geq 4$  m) y tienen forma de embudo con desembocaduras amplias y velocidades de las corrientes altas. Se caracterizan por barras de arena mareales alargadas en el sector inferior del estuario, que son paralelas a la dirección de la corriente (Fig. 11.39). Los estuarios mesomareales tienen una amplia zona

intermareal con llanuras de lodo y manglares o marismas y múltiples canales meandriiformes. Finalmente, los estuarios micromareales están dominados por el oleaje y por las corrientes de descarga fluviales y en su desembocadura suelen desarrollarse playas, flechas y bancos de arena.

En los estuarios, en marea baja, los canales llevan el agua desde el río al mar, entre bancos de arena, limo y arcilla. Los canales y los bancos se modelan por las corrientes de marea de flujo y reflujo y cambian rápidamente de morfología, de posición y dimensiones. En cierto modo, las llanuras de lodo y las marismas, que se desarrollan por





**FIGURA 11.39** Bahía dominada por las mareas (rango mareal = 5,5m). Obsérvese la alineación de los bancos de arena paralelos a las corrientes mareales. Bahía de Nushagak, Alaska. Estados Unidos (Hayes, 2005).

encima del nivel de marea media, son análogas a la llanura de inundación de un río, pero ésta se cubre de agua solo cada dos o tres años, mientras que las primeras se inundan unas 700 veces al año (Pethick, 1984).

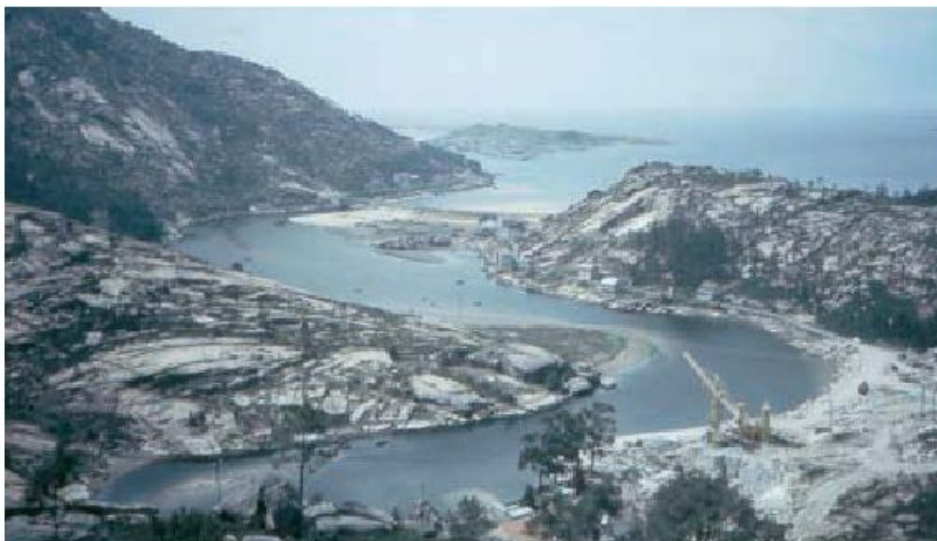
Los **fiordos** son antiguas artesas glaciares en las que penetró el mar durante la Transgresión Flandriense. Se analizarán con más detalle en el apartado de Geomorfología Glaciar.

Las **rías** (Fig. 11.40) difieren de los fiordos en su valle inundado, que es fluvial. Fueron definidas por Von Richthofen en 1886 en su estudio sobre las rías de Galicia. Vidal Romaní (1984) efectúa un estudio sobre el significado y origen de las rías, llevados a cabo por diferentes investigadores hasta 1983. Posteriormente en el trabajo de síntesis de Méndez y Rey (2000) se realizó una revisión histórica hasta años recientes. El vocablo ría es español, procedente de Galicia y Asturias, e indica largas y estrechas ensenadas, en forma de embudo, y originadas por erosión subaérea. Son menos profundas que un fiordo, y su anchura disminuye tierra adentro. Algunas rías tienen llanuras de lodo y marismas en sus cabeceras (Fig. 11.35). Las rías gallegas están siendo estudiadas sistemáticamente mediante cartografías de los sedimentos submarinos (Rías de Arousa, Pontevedra y Vigo), técnicas sísmicas y análisis del relleno sedimentario (Vilas *et al.*, 2005).

Podemos definir los **deltas** como «estructuras convexas que destacan en una costa frente a la desembocadura de un río y que se forman cuando el aporte de sedimentos supera la redistribución por procesos marinos, tales como olas, corrientes y mareas» (Arche, 1989). Se han construido durante la transgresión marina del Cuaternario superior y el volumen de sedimentos depositados en los deltas durante el Holoceno es muy grande. Estas formas ocupan un 1% de las líneas de costa del mundo (Bird, 2000). Su denominación se debe a que muchos deltas tienen la forma de la letra griega.

Históricamente, los deltas han jugado un importante papel socioeconómico. Los deltas subaéreos han sido el asiento de civilizaciones primitivas y comienzos de la agricultura. Actualmente soportan grandes núcleos urbanos

**FIGURA 11.40** Ría del Xallas, excavada sobre granitos. Obsérvese la flecha arenosa que derra parcialmente la desembocadura del estuario. Ezaro (provincia de La Coruña). Foto F. J. Gracia.

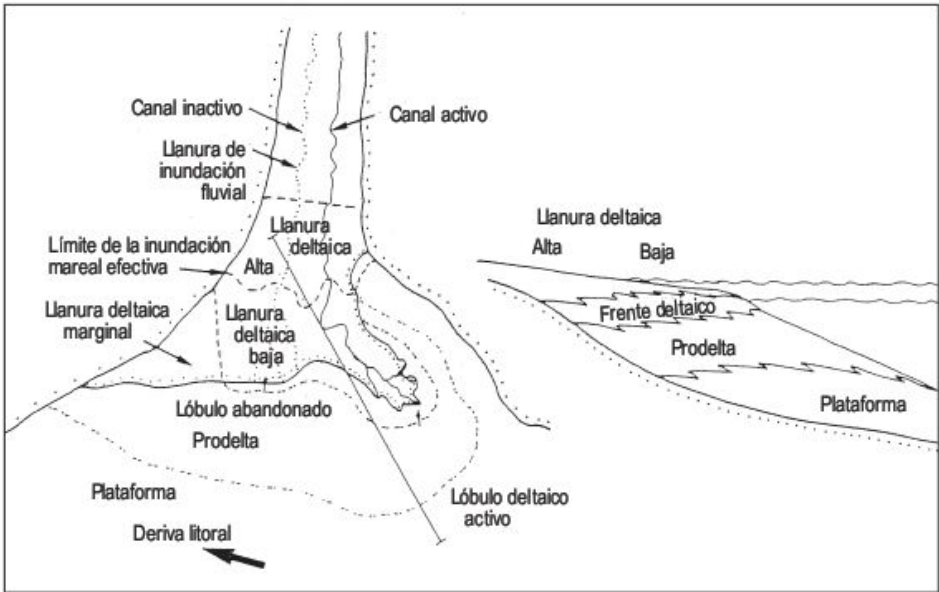


(por ejemplo, Shanghai, Bangkok, El Cairo, etc.) (Wright, 1985, 2004). La mayoría de los deltas tienen componentes subacuáticos y subaéreos, por debajo y por encima de la marea baja (Coleman, 1981). La parte subaérea consta de una **llanura deltaica** superior y otra inferior. La primera, se ha formado por aporte de sedimentos aluviales por encima de la marea alta y, en la inferior, el canal fluvial se convierte en mareal, con una red de distributarios que pueden alcanzar la costa en el **frente deltaico** (Fig. 11.41). Los canales fluviales de los deltas están sometidos a los flujos y reflujos de marea (Fig. 11.42). Más allá del frente deltaico se extiende el **prodelta**, caracterizado por una pendiente abrupta y sedimentación de materiales arcillosos hacia el mar. Estos sedimentos finos son muy inestables y suelen sufrir desplomes. El crecimiento progradante del delta da origen a un **lóbulo deltaico**, que ne-

cesita para su generación subsidencia y un aporte de sedimentos capaz de compensarla.

Los deltas se construyen en la desembocadura de los ríos y aportan considerables cantidades de sedimentos y para ello necesitan grandes cuencas de drenaje, en las que el clima, la geología y la topografía juegan un importante papel, pero también los deltas se nutren de sedimentos movilizados y depositados por corrientes litorales.

Los deltas varían enormemente de tamaño y forma y dependen del suministro de sedimentos, de la configuración de la costa, de la batimetría de las áreas próximas a la costa (mar abierto, golfo, lagoon, lago) y parcialmente de los efectos de las olas y corrientes que afectan a los sedimentos acumulados, así como la existencia de plataformas continentales de bajo gradiente donde se acumulan y progradan los sedimentos (Bird, 2000; Wright, 1985, 2004). De ahí, que los



**FIGURA 11.41** Componentes de un sistema deltaico (modificado de Coleman y Prior, 1980) y sección idealizada (Dabrio y Zazo, 1988).



**FIGURA 11.42** Canales fluviales en el Delta Copper River. Sur de Alaska. Foto F. Gutiérrez.



grandes deltas se localicen fundamentalmente sobre márgenes continentales pasivos (Wright, 1985).

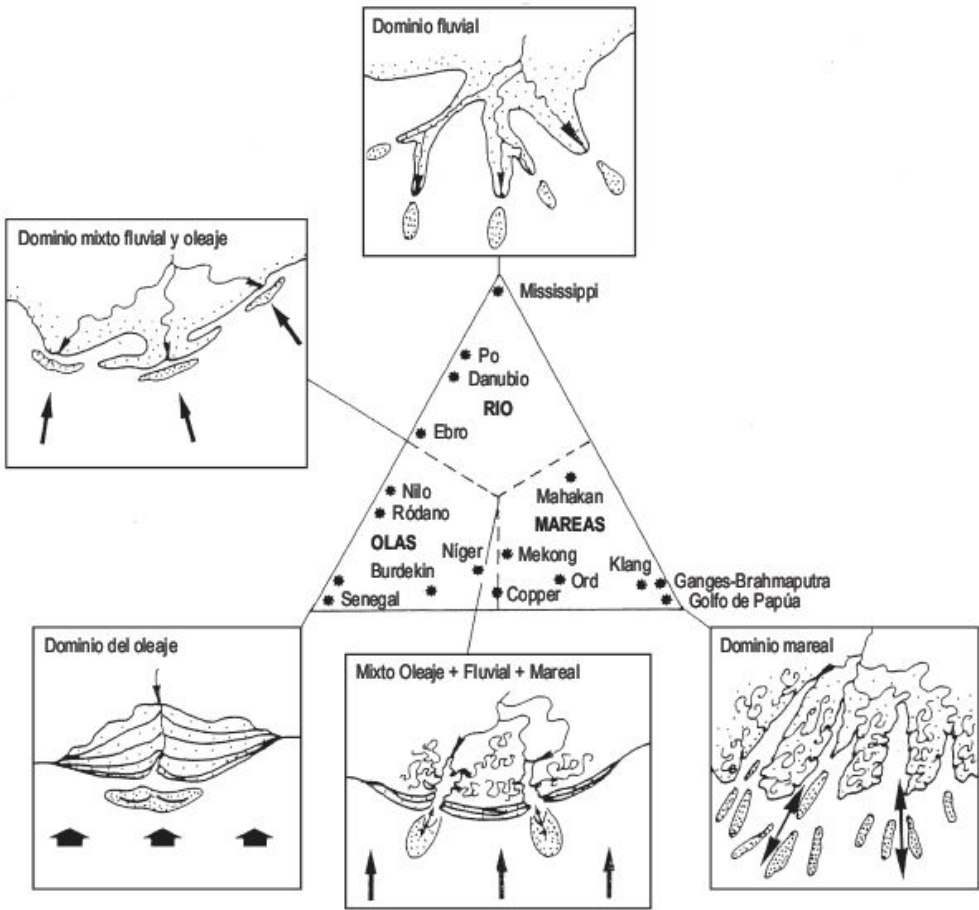
La clasificación de los deltas de Galloway (1975) es la más aceptada y representa en un diagrama ternario la morfología de los deltas en función del aporte fluvial de sedimentos, energía de las olas y de las mareas (Dabrio, 1984) (Fig. 11.43). Los **deltas de dominio fluvial** se caracterizan por grandes cuencas fluviales, descargas de los ríos en mares protegidos con olas de poca energía y pequeño rango mareal. Se depositan barras digitadas de arena que progradan rápidamente mar adentro (Delta del Mississippi). Los deltas de **dominio del oleaje** están afectados por oleajes de mar de fondo en océano abierto, en los que se producen barras arqueadas (Delta del Senegal). Los **deltas de dominio mareal** se singularizan por su amplio intervalo mareal y desarrollan un complejo sistema de manglares, llanuras y bajíos arenosos (Figs. 11.42 y 11.59) (Delta del Ganges-Brahmaputra). En la Figura 11.43 se señalan diferentes tipos de deltas con dominios mixtos.

El avance o retroceso de las líneas de costa de los deltas pueden obtenerse a partir de mapas y fotografías aéreas sucesivas. Las diferentes etapas de evolución de un

delta se pueden trazar a partir del periodo en el que el mar ha alcanzado su fase de alto nivel (*highstand*), momento en el cual los sedimentos comienzan a rellenar la desembocadura de los ríos.

Los límites de un delta resultan de la lucha entre los aportes de sedimentos fluviales y los procesos de erosión marina. Algunos deltas, como el del Mississippi, experimentan importantes y rápidas progradaciones (Fig. 11.44) (Holmes, 1965), como consecuencia de un balance favorable al suministro fluvial. Su forma alargada y digitada es rara y se atribuye a una combinación de sedimentos cohesivos, olas de baja altura y corrientes de marea muy débiles (Wright, 2004). La progradación puede ser espectacular, sobre todo en mares poco profundos tropicales, donde algunos deltas de Java progradan más de 200 m/año (Bird, 2000).

Muchos deltas están limitados por playas y flechas como el Delta del Ebro (Fig. 11.45), alimentados por gravas y arenas fluviales, que se movilizan por acción de las olas y corrientes litorales. Con frecuencia, las playas, barreras y flechas de un delta encierran lagoons y zonas pantanosas y, a veces, se incorporan al crecimiento del delta (Bird, 2000).



**FIGURA 11.43** Clasificación ternaria de tipos deltaicos, basada en el régimen del frente deltaico (Galloway, 1975; Elliot, 1986) y modelos conceptuales de las morfologías respectivas (Dabrio, 1984).



**FIGURA 11.44** Crecimiento del Delta del Mississippi durante 50 años. Ejemplo clásico de los deltas digitados (Holmes, 1965).



**FIGURA 11.45** Delta del Ebro. Fotografía de satélite Landsat.

## 11.12 Usos, gestión y riesgos de los ambientes litorales

La mayoría de los litorales han sido sustancialmente modificados por el hombre, a veces en cuestión de unos pocos años (Fig. 11.46) y con el tiempo la modificación de las costas será mayor (Messerli *et al.*, 2000). Se estima que la expansión de la población humana en las costas alcanzará un 75%, en una franja de unos 60 km en 2020 (Edgren, 1993). España tiene alrededor de 7.000 km de litoral, de los cuales, el 57,7% está formado por costas acantiladas, el 30,1% por costas acumulativas arenosas, el 1,1% constituidos por sedimentos muy finos, el 0,9% por es-

tuarios y el 10,2% por costas artificiales (Andrés y Gracia, 2002). Por otra parte, más del 35% de la población del país vive a menos de 5 km de la línea de costa (Díaz de Terán y Cendrero, 1992).

La interacción entre las actividades del hombre y el litoral trae consigo que el sistema natural tienda a perturbarse y los disturbios generados fluctúen en un rango desde casi imperceptibles a catastróficos. Los ambientes costeros varían considerablemente en su capacidad para absorber la presión antropogénica (Carter, 1988).





**FIGURA 11.46** Zona turística recientemente construida. Puerto Rico. Gran Canaria (Islas Canarias).

A pesar de los beneficios que se obtienen al vivir en la costa, se han encontrado muchos problemas a lo largo de la historia, como consecuencia principalmente de una gestión inadecuada del litoral (Carter, 1988). Por eso, en la actualidad se hace necesaria una colaboración estrecha entre ingenieros de costas, oceanógrafos y geomorfólogos para afrontar los complejos problemas de la utilización del litoral (Stephenson y Brander, 2003) y, con ello, conseguir que el hombre pueda vivir en armonía con la naturaleza. Los usos del hombre en el litoral son variados: turismo, residencial y recreo; industrial y comercial; vertido de residuos; agricultura, acuicultura y pesca; reservas naturales; explotación de recursos; y militar y estratégico (Carter, 1988). La mayoría de los litorales soportan múltiples actividades y ello trae consigo interacciones de una actividad con otras. La mayoría de los usos afectan a la dinámica natural del medio litoral.

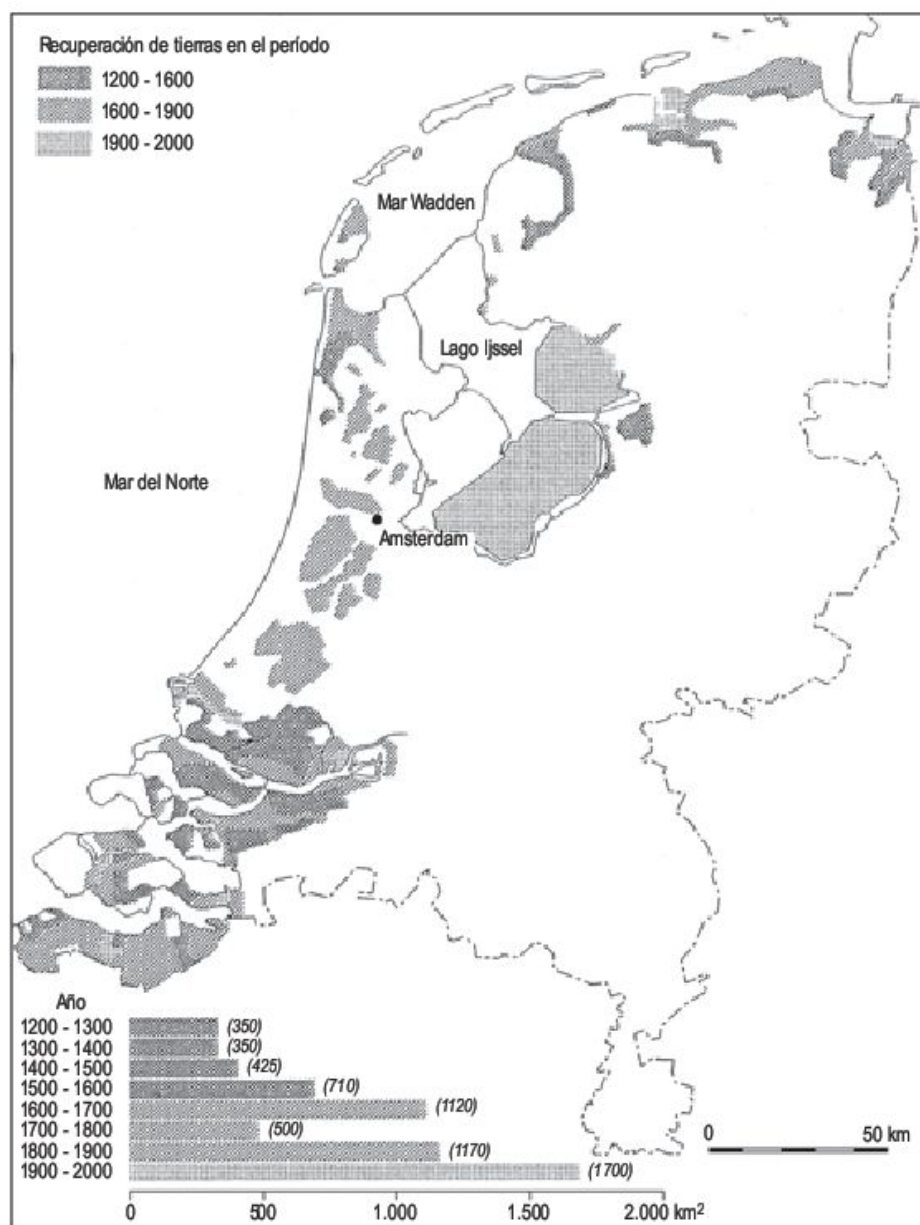
Todo esto requiere una gestión del litoral, que implique argumentos políticos, económicos y ambientales. Se tienen programas internacionales de las Naciones Unidas como la Ley del Mar (*Law of the Sea, LOS*), que comenzó en 1982, y programas nacionales para la gestión del litoral, en los que se preocupan del futuro de los medios litorales, a la luz del aumento de la demanda para diferentes usos. No existe un programa internacional unificado por la gestión del medio litoral. No obstante, se dispone de dos modelos principales, que han sido denominados modelos americano y británico. Conviene señalar que las problemáticas sobre la gestión del medio litoral son distintas. Por ejemplo, la gestión del litoral holandés es la principal preocupación del país. Más del 50% del mismo puede sufrir inundaciones marinas durante las grandes olas de tormenta. Una gran parte de los esfuerzos se han dirigido a la recuperación de marismas para la agricultura (ri-

cos *polderlands*) y a la defensa marina (Fig. 11.47). No obstante, una tormenta en el Mar del Norte en 1953 produjo la rotura de los diques y murieron 1.835 personas por la inundación (McGuire, 2004).

El turismo del litoral, junto con las actividades relativas a lugares de residencia y recreo, constituyen una de las mayores industrias de la costa, de tal modo que muchas poblaciones del litoral dependen de la residencia y afluencia de turistas. El turismo ha sufrido una importante expansión en las últimas décadas, tal como lo reflejan los espectaculares «booms» del Caribe, sureste de Asia y España, entre otros. En este último país se superan los 50 millones de visitantes por año.

El turismo de las zonas litorales genera numerosos impactos sobre el ambiente. Muchos son positivos y afectan a la calidad de vida del visitante, mientras que otros son de carácter negativo, como un poblamiento excesivo, impactos biológicos, físicos y ecológicos sobre la naturaleza, etc. (Hernández *et al.*, 2005). Por consiguiente, es necesario incrementar la protección y conservación de muchas áreas, luchar contra los problemas de erosión y de polución de las aguas, así como hacer frente a la pérdida de diversidad de las especies. A través de la implementación de una planificación, uso y educación adecuados se puede alcanzar un desarrollo sostenible (Miller y Hadley, 2005).

Debido a la crisis del petróleo de la década de 1970 se ha incrementado la investigación de energías renovables y sin polución. Entre las mismas se encuentran el aprovechamiento de la dinámica de las olas y mareas como fuentes de obtención de energía. El principal problema procede del elevado coste de instalación frente a la producción de energía que se origina. En la actualidad se está experimentando con diferentes técnicas, en numerosos países, la generación de energía a precios adecuados. Lógi-



**FIGURA 11.47** Recuperación de tierras en Holanda durante los años 1200-2000 (Geography of Netherland, en Terwindt, 2005).

camente los litorales más favorables para los diversos experimentos son las costas de gran oleaje y, para la instalación de plantas mareomotrices, los litorales de rangos meso a macromareales, donde se necesitan velocidades en canales de flujo mareal de 2-3 m/seg para generar potencias de 3-4 kw/m<sup>2</sup> (Flor, 2004; Carter, 1988). En estos últimos años se han instalado en el mar Cantábrico plantas para la producción de energía por este método.

Además de las posibilidades de obtención de energía a partir de las olas y mareas, se tienen otras fuentes posibles en los litorales, que incluyen el viento, la biomasa, las diferencias de temperatura del agua y la salinidad (Carter, 1988). Por otra parte, es bastante frecuente la instalación de centrales térmicas y nucleares con los consiguientes impactos. Estas necesitan agua para su funcionamiento.

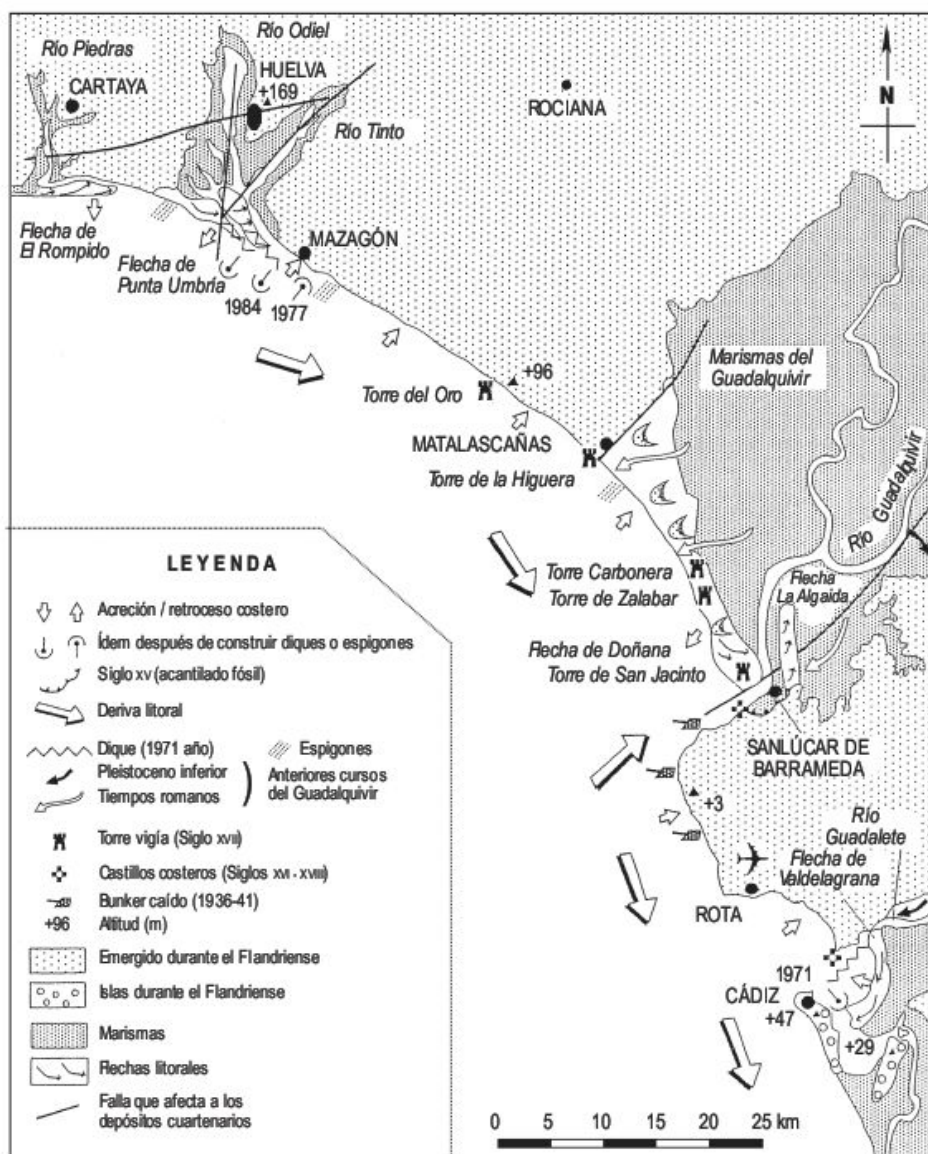
También hay que considerar los importantes derrames de crudo de los grandes petroleros de más de 100.000 toneladas, como *Torrey Canyon* y *Amoco Cádiz* en 1967 y 1968. Mucho más considerables fueron los vertidos de crudo como consecuencia del hundimiento del petrolero *Prestige* en 2002, que afectaron fundamentalmente a las costas gallegas, produciendo un desastre espectacular.

En algunos litorales se bombean agua, petróleo o gas. Si la extracción es importante puede producirse una resquebrajamiento en la superficie bajo la forma de conos tendidos de **subsistencia**, en los que el punto más bajo corresponde con la zona de mayor bombeo. En los márgenes del lagoon de Venecia se ha extraído agua, que ha generado una subsistencia que se manifiesta, entre otras cosas, por la inclinación de algunas torres (Fig. 11.48) (Day *et al.*, 1999).





**FIGURA 11.48** Torre inclinada y canal. Venecia (Italia).



**FIGURA 11.49** Áreas litorales del Golfo de Cádiz (sureste de España) con indicación de algunos procesos costeros y modificaciones inducidas por la acción antrópica (simplificado de Zazo *et al.*, 1986).



A veces, se origina con olas de tormenta la inundación del cono, como en la ciudad de Venecia, y de otros litorales subsidentes. Cuando la extracción de agua de los acuíferos alcanza determinados valores se produce la penetración de agua marina en los mismos, de tal forma que se bombea agua salinizada y para que ésta sea potable su contenido salino no puede superar el 2%. La cuña de agua salada en los acuíferos litorales ha originado grandes problemas ambientales, sobre todo en áreas costeras de rápido desarrollo de Florida, sur de España y Yugoslavia (Carter, 1988).

Conviene señalar la incidencia que tienen en el litoral los desagües fecales e industriales y los vertederos que pueden producir enfermedades, toxicidad y carencia de oxígeno. Los dragados, las actividades mineras, la movilización de los sedimentos litorales (Fig. 11.47) y las plantas desalinizadoras presentan graves consecuencias ambientales y ecológicas.

Los **dragados** se aplican para facilitar las vías de navegación, para el mantenimiento de playas, para materiales de construcción, extracción minera (oro, rutilo, casiterita y diamantes) y, finalmente, para restaurar determinados ambientes. Los dragados presentan problemas con sus vertidos y causan efectos directos o indirectos sobre el medio ambiente. La removilización de sedimentos rompe el equilibrio sedimentario, afecta a la biota y produce también un aumento de turbidez. Los dragados con fines mineros, efectuados en la costa de Hallsands, en el suroeste de Reino Unido, desencadenaron una importante erosión costera que destruyó la población de Hallsands (Carter, 1988).

Los ambientes litorales son dinámicos y proporcionan flujos continuos de masa, energía y una gran información. La intervención del hombre en los procesos naturales acelera la erosión y posiblemente duplica sus tasas (Milliman y Syvitski, 1992). Esta intervención se ha acelerado considerablemente durante el último siglo por el aumento de

la deforestación, expansión y mecanización de la agricultura, proliferación de presas e incremento de las urbanizaciones litorales. Por otra parte, la erosión de los acantilados no aporta a las playas más que un 5% de material y las mayores tasas de retroceso de hasta 1m/año se encuentran en acantilados de sedimentos no consolidados (depósitos glaciares y fluvio-glaciares de la costa de Lowestoft, Suffolk, Este de Reino Unido) y dunas de la costa oriental de Estados Unidos.

Las olas movilizan la arena en, frente y a lo largo de la franja litoral. Una vez que se establece un equilibrio en el perfil de la playa, el transporte principal se efectúa a lo largo de la costa (Inman y Jenkins, 2005). En la actualidad, existe una tendencia hacia la **erosión de la línea de costa** (Paskoff, 1981, 1985; Bird, 1985; Carter, 1988). En algunas costas esta tendencia se remonta a siglos atrás como se puede observar en la cartografía de Zazo *et al.*, 1986 y Dabrio *et al.*, 1993 (Figs. 11.49 y 11.50). Las medidas de tasas de erosión se llevan a cabo por levantamientos topográficos, mapas, cartas antiguas, fotografías aéreas convencionales y de satélite. La resolución depende de la escala utilizada (Gracia *et al.*, 2005).

Existen varios métodos para el **control de la erosión** litoral en acantilados y laderas de menor pendiente. Tradicionalmente los ingenieros han confiado en la colocación de las estructuras estáticas entre el mar y el litoral. La Figura 11.51a-e representa **muros de protección, pantallas y revestimientos** (Carter, 1988). Para hacer frente a las olas de tormenta se debe construir una barrera masiva, capaz de absorber las presiones y que perdure a los embates de las olas. La escollera (Fig. 11.51d) puede construirse con gaviones o unidades prefabricadas como los tetrápodos (bloques de cuatro brazos). En costas de baja energía las estructuras son más simples, como rompeolas de escollera, revestimientos y pantallas (Fig. 11.51e, f).

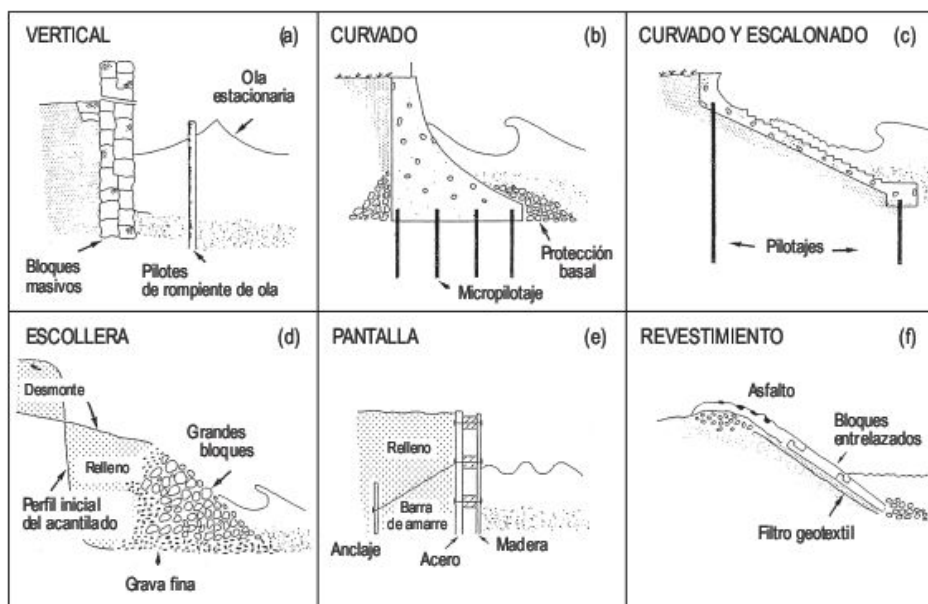
Los **espigones** (*groynes*, *groins*) son estructuras a modo de pared, perpendiculares a la costa construidas de



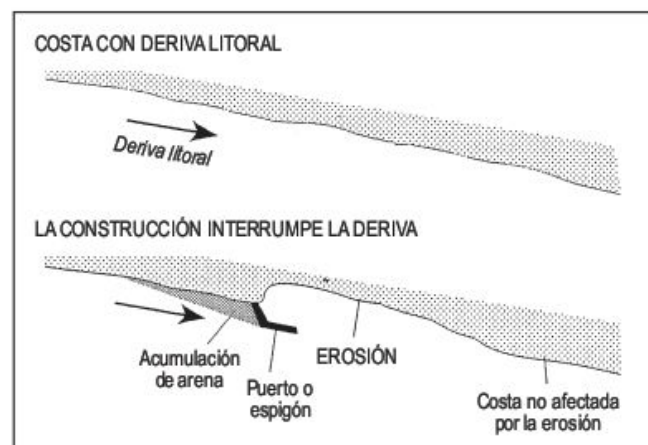
**FIGURA 11.50** Torre de la Higuera, torre vigía del siglo xvii, abatida por la dinámica litoral, debido al retroceso costero. Playa de Castilla, Matalascañas (provincia de Huelva).



**FIGURA 11.51** Diferentes tipos de diseños para la protección del litoral, basados en una secuencia de energía (alta a baja, a a f). (a) Muro vertical construido por bloques resistentes. (b) Muro de protección curvado con protección basal. (c) Muro curvado y escalonado asegurado por pilotes. (d) Escollera con depósitos de la parte superior del acantilado. (e) Pantalla de madera o acero. (f) Revestimiento constituido por bloques, gaviones o asfalto (Carter, 1988).



estructuras de hormigón, metal o madera y se utilizan para detener sedimentos procedentes de la deriva litoral. No son una panacea y la disposición de los espigones tiene más de arte que de ciencia (Carter, 1988). El sedimento interceptado se deposita en el lado de la dirección de la corriente de deriva litoral (Fig. 11.52). Los espigones dan un buen resultado con rangos micromareales. La longitud y el espaciado de los espigones son fundamentales (Fig. 11.53). En una serie de espigones se colocan, en primer lugar, unos espigones que estabilizan una parte de la línea de costa, reteniendo una fracción de material de deriva. Luego se sitúan en paralelo espigones hasta el final de la serie, que corresponde al espigón terminal. De este modo, por sucesivos trasvases (*bypassing*) se puede mantener la deriva. Si los espigones están dispuestos con un mayor espaciado puede producirse el fenómeno de «flanking», en



**FIGURA 11.52** Erosión debida a la interrupción de la deriva litoral y acumulación de arena en el puerto o espigón en dirección contraria a la deriva (Dabrio *et al.*, 1993).

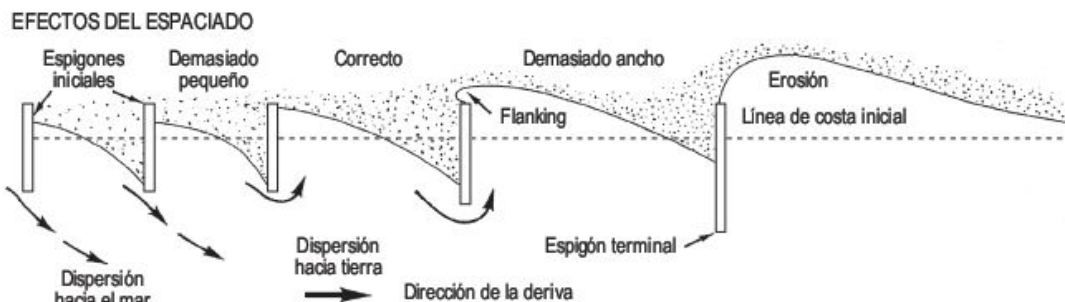
el cual se erosiona la parte de tierra adentro del espigón. Puede ocurrir que toda la arena se exporte, aflorando el sustrato rocoso, como en la playa de las Villas de Benicasim (provincia de Castellón) en la década de 1980.

Muchas playas de todo el mundo están sufriendo una profunda erosión que se manifiesta más claramente en los momentos de olas de tormenta (Fig. 11.54). Esta erosión puede afectar a los perfiles de las playas y, si estas no se regeneran por procesos naturales, puede ser necesario añadir arena procedente de otro lugar para alcanzar el equilibrio. En Miami Beach (Florida) se han regenerado las playas, entre 1976 y 1981, con 13.000.000 de m<sup>3</sup> de arena, con un coste de 60 millones de dólares (Woodroffe, 2002).

Nunca las playas deben nutrirse artificialmente con arena procedente de dunas litorales, ya que no es una opción apropiada debido a que el balance de sedimento entre la playa y la duna está íntimamente relacionado (Paskoff, 1985; Psuty, 1988). Las dunas y la trasecosta (*backshore*) constituyen una reserva de arena y deben cuidarse y preservarse (Dabrio y Zazo, 1988).

En la actualidad, el aporte artificial de arena es el método elegido para protección de la franja costera, en una gran parte de numerosas costas de países desarrollados con problemas de erosión de playas. A pesar de que esta técnica se ha utilizado en condiciones ambientales muy diversas, hay un gran debate sobre si el procedimiento es correcto. A pesar de todo, el suministro artificial de arena a la playa constituye el método más práctico para protección de inundaciones debidas a fuertes marejadas, para progradar la línea de costa hacia el mar y para ensanchar playas de recreo (Finkl y Walter, 2005). El aporte de arena puede utilizarse para la construcción de una nueva playa. Esta costosa práctica se realiza en zonas de gran turismo, para atracción del mismo. La Playa de las Tere-





**FIGURA 11.53** De todas las dimensiones de los espigones, quizás el efecto del espaciado es el más importante. El espaciado correcto es probablemente función de los parámetros de las olas. Los espigones de menor espaciado no retienen el sedimento y los de mayor espaciado promueven el «flanking», es decir, erosionan la parte tierra adentro del espigón. Con frecuencia, los espigones terminales son los responsables de la erosión por la deriva (Carter, 1988).



**FIGURA 11.54** Club Náutico de Mazagón fuertemente dañado por las olas de tormenta que se desarrollaron el 5 de junio de 1996.

sitas se creó en su totalidad al Norte de la capital de Santa Cruz de Tenerife (Islas Canarias). En los extremos de una costa arqueada, se construyeron dos espigones perpendiculares y una gran escollera, a unos cien metros, paralela a la línea de costa. Entre los espigones y la escollera se dejó un espacio para conexión con las aguas marinas. En la línea de costa se vertieron arenas para la construcción de la playa (Flor, 2004). Dado el elevado coste que supone la construcción y la restauración de las playas, es preciso conocer la **durabilidad de la playa**, que se entiende como el tiempo que transcurre desde el suministro de arena y la pérdida de al menos el 50% del volumen del relleno, que representa la vida media de una playa regenerada. Por eso, es importante conocer la evolución temporal de los perfiles de la playa (Leonard *et al.*, 1990).

En Estados Unidos hay un grupo numeroso que está de acuerdo con el relleno artificial de arena sobre playas erosionadas, como medida de protección, mientras que otro grupo más pequeño lo desaprueba, fundamentándose en razonamientos ambientales, económicos, sociológicos y políticos (Fink y Walter, 2005).

Las **dunas litorales** proporcionan un amortiguamiento natural frente a la erosión costera y se considera una prioridad básica para la gestión del litoral. Por lo tanto, es necesario mantener en buen estado de conservación las dunas litorales. Además de servir de parachoques contra las grandes olas, también protegen de la inundación de las aguas marinas a las tierras bajas situadas en la trascosta, con frecuencia retocadas por el hombre, como en las zonas costeras de Dinamarca y Holanda (Bakker *et al.*, 1990) (Figs. 11.55 y 10.40). El impacto humano sobre las mismas ha sido considerable.

Como resultado de diversas actividades antrópicas muchos sistemas de dunas están en avanzado estado de desintegración y, en ocasiones, han sido totalmente destruidas. Las dunas son consideradas como frágiles y sensibles, debido a su facilidad para modificarse bajo débiles impulsos. Es una práctica frecuente la construcción y estabilización de las dunas (Fig. 11.56), mediante un conjunto de técnicas (FAO, 1988), que serán abordadas en el apartado correspondiente a Geomorfología Eólica.





**FIGURA 11.55** Faro y *blowout*. Rubjerg Knude Lighthouse, costa occidental de Jutlandia. Dunas litorales de Dinamarca. Foto J. Guerrero.



**FIGURA 11.56** Dunas litorales con líneas paralelas de empalizadas, utilizadas para la estabilización de las dunas. Se observa que la línea de empalizadas, situada más a la izquierda, se encuentra con escasa acumulación, debido a que las otras empalizadas han retenido una importante cantidad de arena y algunas partes han sido sepultadas. Dunas litorales de Punta Paloma, Tarifa (provincia de Cádiz). Foto F. J. Gracia.

Las **presas** representan la forma más clara de interferencia antrópica en los sistemas fluviales. El hombre ha construido presas en los ríos para su utilización y gestión desde hace miles de años. Los usos más frecuentes son la puesta en regadío y la obtención de energía hidroeléctrica. Las primeras grandes presas se construyeron en la década de 1930 en Estados Unidos. Las presas, al retener agua y sedimentos, disminuyen considerablemente la carga sólida que llega al mar, produciendo impactos en estuarios, cambios en la línea de costa, intrusión de aguas saladas, salinización tierra adentro en los deltas y modificaciones de los ecosistemas. (Chen, 2005).

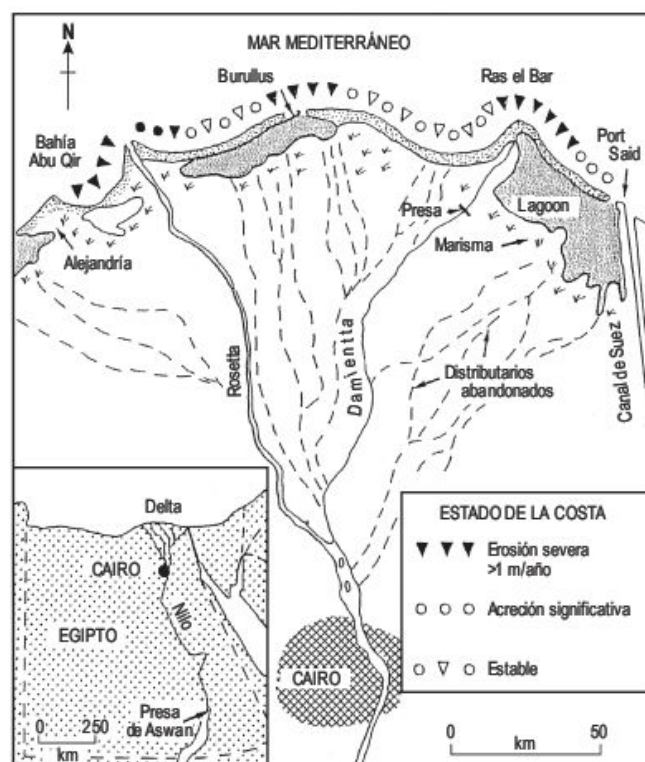
Los efectos derivados de la construcción en 1964 sobre el Río Nilo de la Gran Presa de Aswan (Egipto) son importantes (Fig. 11.57). Antes de la construcción de la presa, el Río Nilo transportaba al mar 124 millones de toneladas de sedimento al año, depositando unos 10 millones de toneladas sobre la llanura deltaica. En la actualidad

el 98% del sedimento queda retenido en el embalse (Lago Nasser). Debido al balance negativo entre el aporte sólido fluvial y la erosión costera, algunos autores señalan que el Delta del Nilo ha retrocedido en algunas zonas 125-175 m/año (Rozengurt y Haydock, 1993). La Tabla 11.3 señala la variación de las concentraciones de limos en Gaafra, expresadas en partes por millón, antes y después de la construcción de la Gran Presa de Aswan. El periodo de verano y comienzo de otoño, antes de la construcción, se caracterizaba por altas concentraciones de limo, pero después no se reconoce prácticamente variación ninguna (Abul-Ata, 1978; en Goudie, 1981b). Esta etapa de destrucción del Delta del Nilo va unida también a una subsidencia en la parte oriental del delta que supera los 4 mm/año (Stanley, 1988; Stanley y Warner, 1998). Se estima un retroceso en algunos lugares de unos 30 km para el año 2100, con desastrosas consecuencias ya que en esta zona viven más de un millón de personas. Se han implementado numerosas me-



**TABLA 11.3** Concentraciones de limo (en partes por millón) en el Río Nilo, en Gaafra, antes y después de la construcción de la Gran Presa de Aswan (Abul-Atta, 1978).

PROMEDIO PARA EL PERIODO 1958-1963											
ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE	DICIEMBRE
ANTES											
60	50	45	42	43	85	674	2702	2.422	925	124	77
DESPUÉS											
44	47	45	50	51	49	48	45	41	43	48	47
RELACIÓN											
1,5	1,1	1,0	0,8	0,8	1,7	17,0	60,0	59,1	21,5	2,58	1,63



**FIGURA 11.57** Problemas de erosión en el frente costero del Delta del Nilo, como consecuencia de la retención de sedimentos en la Presa de Aswan, 400 km. aguas abajo (Carter, 1988).

didadas para la protección de la costa, pero éstas han sido rápidamente destruidas por la erosión. Además, se ha producido un descenso generalizado del nivel freático y un aumento de la salinidad que afecta a una gran parte de las tierras del delta (Mainguet, 1991; Beaumont, 1993).

También en el Río Ebro se ha producido una importante disminución de la carga de fondo durante el siglo xx, debido a la construcción de numerosas presas. Durante el primer tercio de siglo se estima en un millón Tm/año; entre 1950-1970 es inferior a 730.000 Tm/año y entre 1970

y 1990 se calcula en 300.000 Tm/año. En la última década del siglo xx el promedio de los aportes obtenidos es inferior a 100.000 Tm/año. Comparando estos resultados con la capacidad de transporte (320.000 Tm/año) en la zona litoral del Delta del Ebro, se pone de manifiesto un balance sedimentario negativo en esta zona, desde aproximadamente 1970, que ha producido la aceleración de la erosión del delta (Guillén *et al.*, 1992). El Delta del Ebro hasta épocas recientes era un delta progradante con una tasa de 60 m/año (Somoza *et al.*, 1998) (Fig. 11.58). La construcción de grandes presas, sobre todo en la región pirenaica, y fundamentalmente las presas de Mequinenza y Ribarroja en la década de 1950, ha supuesto un descenso sustancial del aporte terrígeno continental y un cambio hacia un delta erosivo, en el que se registran retrocesos, en algunos puntos, de unos 3 km desde 1950 (Sánchez-Arcilla *et al.*, 1998).

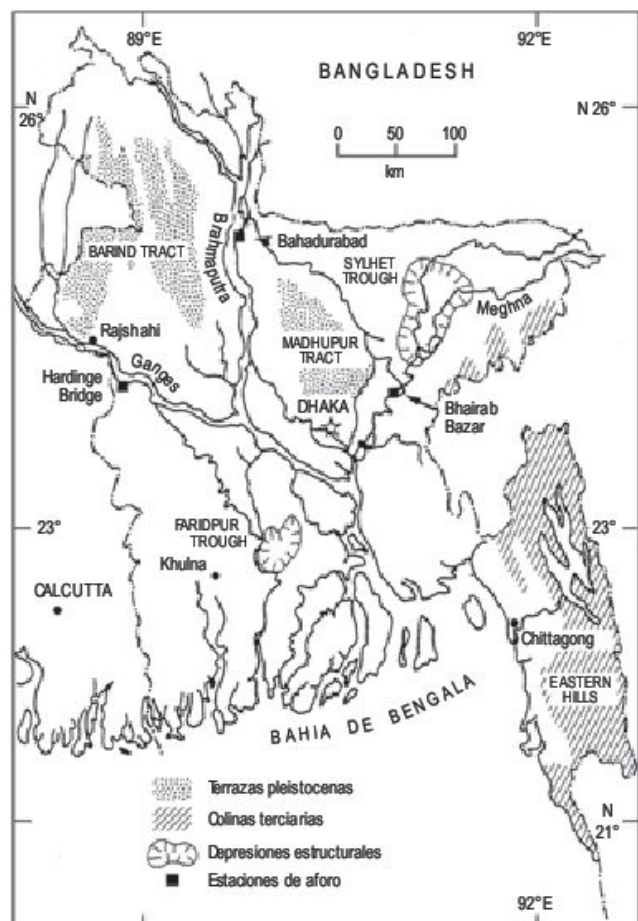
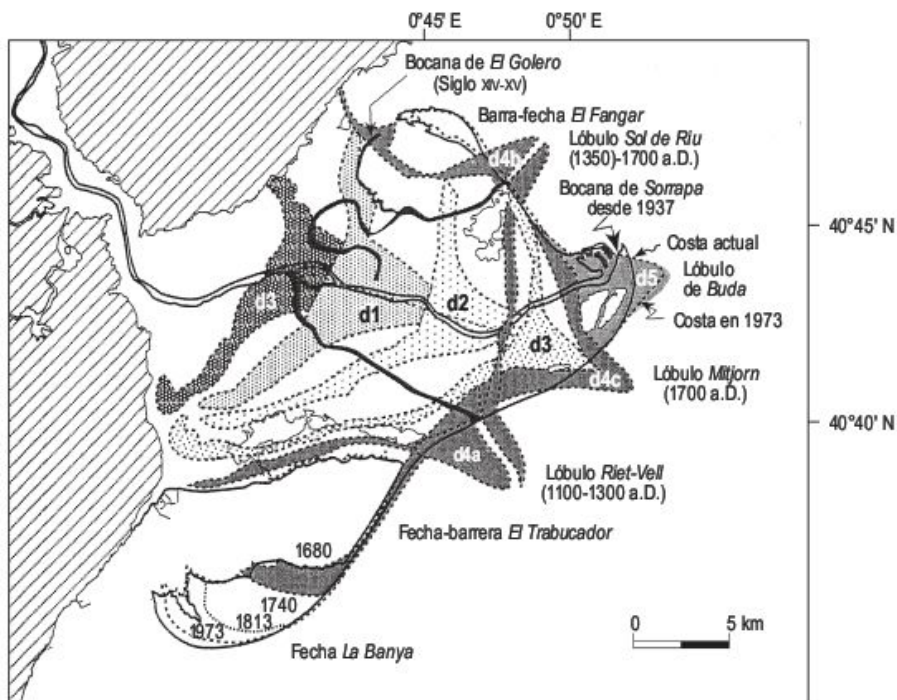
Por el contrario, el río Huangho (Amarillo) está experimentando una importante progradación en su delta, como resultado del incremento de sedimentos debido a un cambio del uso del suelo y una deforestación acompañante en las mesetas de loess (Milliman *et al.*, 1989).

Los riesgos naturales son fenómenos físicos que se manifiestan en las zonas litorales por pérdidas de vidas humanas, daños a las propiedades y degradación ambiental. Los **ciclones tropicales**, también llamados huracanes en el Océano Atlántico, ciclones en el Índico y tifones en el Pacífico occidental, son grandes sistemas de bajas presiones que se desarrollan e intensifican en el océano abierto entre  $\pm 5^\circ$  y  $25^\circ$  de latitud (Gornitz, 2005).

Bangladesh, antes Pakistán oriental, es el país que ha sufrido las mayores inundaciones catastróficas en los trópicos húmedos. Es un pequeño y pobre país, con una superficie de 144.836 km<sup>2</sup>, habitado por 110 millones de personas, de las que una gran parte viven en las llanuras de inundación y tienen una renta *per cápita* de unos 140 euros (Brammer, 1990; Khalil, 1990). En la región meridional se sitúa el Delta del Ganges-Brahmaputra, de dominio mareal, alimentado también por el río Meghna (Fig. 11.59). El delta tienen numerosas islas, donde se alcanzan



**FIGURA 11.58** Evolución del Delta del Ebro durante el Holoceno. Se indican los lóbulos principales, asociados a un canal distributivo principal. Se observa cómo los frentes deltaicos han ido progradando (episodios «d») (Somoza *et al.*, 1998).



**FIGURA 11.59** Principales características fisiográficas y ríos de Bangladesh (Rashid y Pramanik, 1993).

densidades de población de 1.000 personas/km<sup>2</sup>, cuyos habitantes explotan agrícolamente con gran intensidad (Carter, 1988). Alrededor del 60% del país presenta riesgo de inundaciones y en estas amplias llanuras deltaicas y de inundación fluvial se reconocen dos grandes depresiones cerradas someras. Las zonas elevadas corresponden a terrazas pleistocenas y a colinas terciarias (Rasid y Pramanik, 1993). La máxima precipitación anual de 11.615 mm se ha registrado en Cherrapunji, al noreste del país. Las lluvias disminuyen desde esta región hacia el oeste, donde alcanzan 1.250 mm de media (Brammer, 1990). El Ganges, Brahmaputra y Meghna tienen en sus partes bajas anchuras alrededor de 10 km y el máximo caudal durante las inundaciones es de 160.000 m<sup>3</sup>/seg, tres veces el caudal normal del Mississippi, y los ríos transportan una carga de  $2,5 \times 10^9$  toneladas/año (Coleman, 1969). Los tres ríos tienen una marcada estacionalidad con niveles altos desde comienzos de primavera a finales de verano, debido a la fusión de las nieves del Himalaya y a las lluvias monzónicas de junio-julio, que pueden dar lugar a importantes inundaciones.

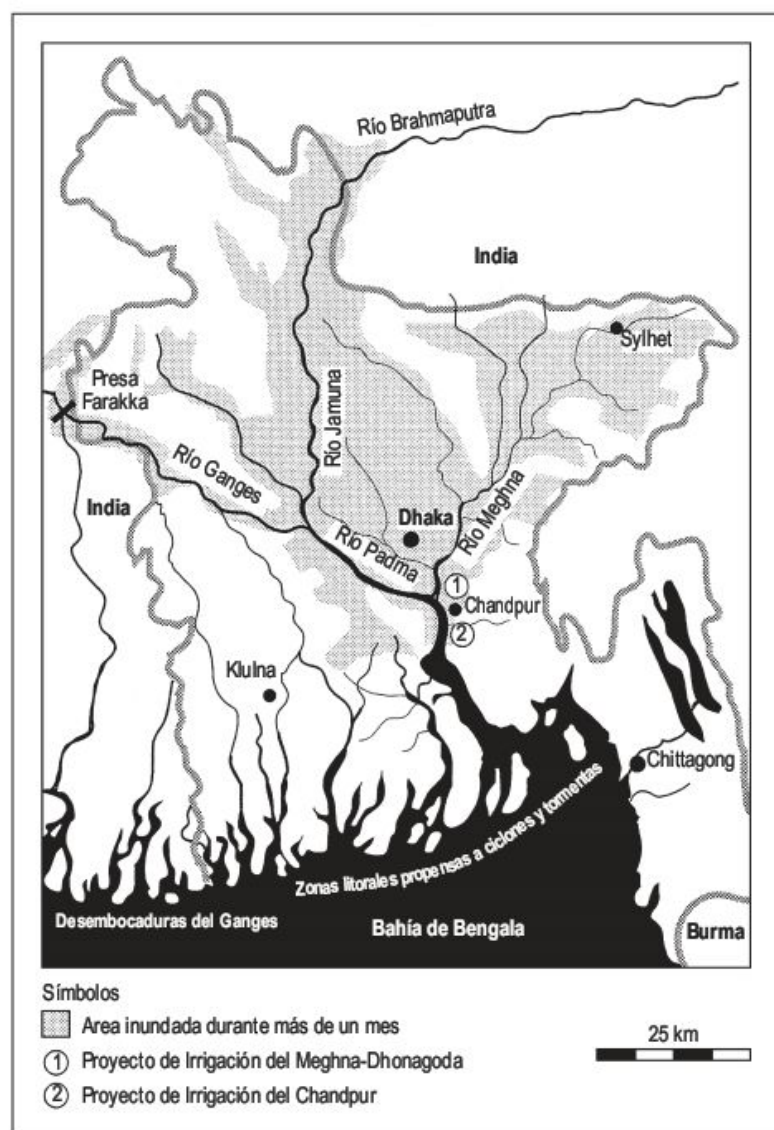
La Bahía de Bengala tiene una frecuencia de ciclones tropicales del 20% (Barry y Chorley, 1987). Estos al llegar hacia la costa producen una rápida elevación del nivel del mar, debida a los fuertes vientos y al descenso de la presión atmosférica (*storm surge*). Estas olas que llegan a alcanzar los 6-7 m de altura penetran profundamente en la franja costera, constituida por áreas deltaicas de escasa elevación, por lo que las casas y tierras cultivadas se inundan. Los efectos de penetración del mar se enfatizan cuando el ciclón coincide con la marea alta, tal como ocurrió en el ciclón de noviembre de 1970 (Smith y Ward,

1998). A la inundación marina se suman los fuertes vientos destructivos, que llegan a superar los 200 km/h, y las intensas precipitaciones ciclónicas (Reading *et al.*, 1995).

El territorio de Bangladesh ha sufrido cerca de 20 inundaciones importantes desde mitad de siglo (Brammer, 1990). Unas han producido únicamente daños materiales, pero en la mayoría de las inundaciones el número de fallecidos ha sido muy elevado. La mayor catástrofe ocurrió el 12 de noviembre de 1970 y se considera el peor desastre natural del siglo XX en el mundo. La causa del mismo fue la actividad de un ciclón que llegó a la costa a las 11 de la noche y produjo unos 300.000 muertos (Burton *et al.*, 1978; Carter 1988). En años sucesivos también tuvieron lugar nuevas catástrofes. En 1987 y 1988 (Blaikie *et al.*, 1994) (Fig. 11.60) las inundaciones se originaron en los ríos por fuertes precipitaciones monzónicas y ocasionaron, según datos oficiales, 1.657 y 2.379 muertos, respectivamente (Brammer, 1990). El 30 de abril de 1991,

como consecuencia de un nuevo ciclón catastrófico, perdieron la vida 70.000 personas en el sureste de Bangladesh y millones quedaron sin hogar (Davis, 1992; Reading *et al.*, 1995).

Las medidas de protección contra estas catástrofes naturales han sido escasas, dada la gran pobreza de este país. Se han construido diques de tierra y plantaciones de árboles, aunque la función de los primeros es para luchar contra la salinización. Durante el ciclón de 1970 un 5% se salvó en refugios oficiales y un 38% subiéndose a los árboles. Este ciclón fue identificado tres días antes y fue seguido por satélite, pero no se calculó su intensidad (Burton *et al.*, 1978). A pesar de las alarmas, muy poca gente fue evacuada y la mayoría permanecieron en sus tierras, quizás por motivos religiosos (Carter, 1988). Sin embargo, en el ciclón de 1991 las previsiones meteorológicas y alarmas condujeron a una evacuación más importante.



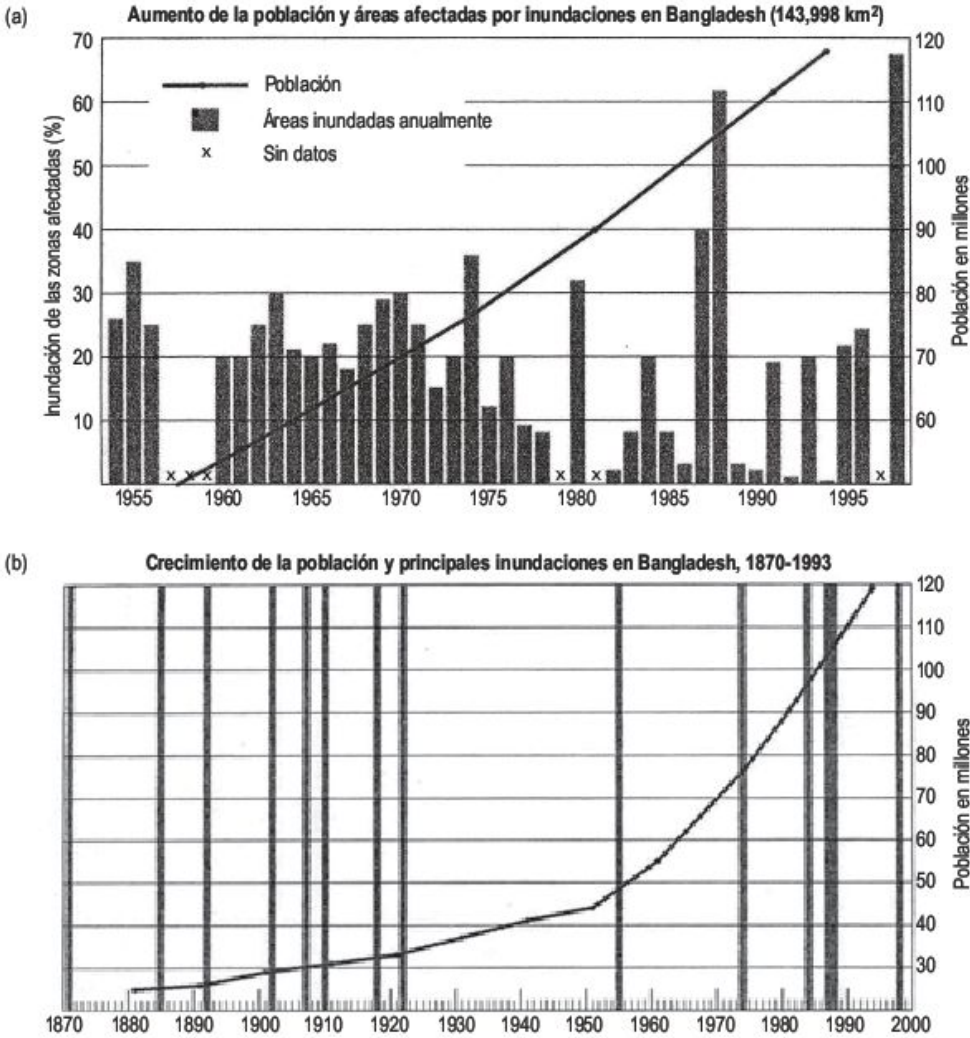
**FIGURA 11.60** Principales ríos y afluentes de Bangladesh, en la que se indica el área inundada en septiembre de 1988 (Blaikie *et al.*, 1994).



Desde 1954, se tienen datos reales de las zonas inundadas y del crecimiento de la población en este país, propenso al riesgo (Fig. 11.61a). Desde 1954 a 1988 las inundaciones afectaron al 20% de la nación y se pueden considerar como normales. Las inundaciones de más del 60% constituyen sucesos extremos con serias pérdidas de más de 2.000 vidas. Por otra parte, es importante destacar el enorme crecimiento de la población, que se ha duplicado desde 1961 (55 millones) a 1991 (111 millones) (Fig. 11.61b). Esto implica que la densidad por km<sup>2</sup> aumentó de 374 (1961) a más de 800 (1994). A pesar de las dos

inundaciones catastróficas de 1987 y 1988 no hay evidencia de tendencias significativas de incremento de las inundaciones, naturales o inducidas por el hombre. Sin embargo, las pérdidas han aumentado debido al desarrollo de nuevas técnicas implantadas en las llanuras de inundación (Messerli *et al.*, 2000).

Recientemente, el huracán Katrina, de 29 de agosto de 2005, afectó a la ciudad de Nueva Orleans (Estados Unidos) destrozando el 80% de la misma y dejó anegado por las aguas el principal puerto del río Mississippi. Murieron cerca de 1.300 personas.



**FIGURA 11.61** (a) Aumento de la población y áreas afectadas por inundaciones en Bangladesh. (b) Incremento de la población y principales inundaciones (Messerli *et al.*, 2000).

# 12

## Geomorfología Climática

### CONTENIDO

- 12.1. Introducción
- 12.2. Los comienzos de la Geomorfología Climática
- 12.3. La estructuración de la Geomorfología Climática
- 12.4. El desarrollo de la Geomorfología Climática
- 12.5. Aplicaciones y tendencias futuras
- 12.6. Geomorfología Climática: procesos y diferenciaciones morfoclimáticas
- 12.7. El concepto de zonalidad en Geomorfología Climática
- 12.8. Las principales zonas morfoclimáticas



# 12.1

## Introducción

La Geomorfología Climática es el estudio de las formas de relieve dominadas por el clima (Tricart y Cailleux, 1955, 1965). Para Büdel (1968), la varianza climática (*climatic variance*), que controla todos los procesos dinámicos, tiene prioridad sobre todos los componentes estructurales. Toda morfología deriva de un sistema de erosión sustentado por el clima y que actúa sobre los diversos relieves debidos a la estructura y a la tectónica (Cholley, 1950). En la actualidad, cada zona climática tiene sus propios procesos climáticos. La resistencia de las rocas difiere según los climas y Tricart y Cailleux (1965) y Büdel (1968) señalan los diferentes comportamientos de las calizas y granitos en distintos ambientes climáticos. Por otra parte, Tricart y Cailleux (1965) indican que para una misma litología, la meteorización y las formas resultantes deberían ser distintas, según el clima donde se desarrollen los procesos morfológicos. Así, analizan la conducta de las areniscas en climas muy diferentes: en Fouta-Djalon (Guinea-Konakry) con unas precipitaciones alrededor de 1.500 mm por año; las areniscas del Adrar (Mauritania) con lluvias entre los 100 y 200 mm anuales; y, finalmente, las areniscas de los Vosgos (Francia) con una precipitación de unos 1.000 mm. Es decir, estos lugares poseen climas tropical húmedo, árido y templado, respectivamente. Las circunstancias parecidas que presentan estas regiones, con relieve energético y valles profundamente disectados, puede compararse de manera aceptable. Se observa en estos ejemplos la variación de la intensidad de los procesos geomorfológicos y, por consiguiente, las formas resultantes, aunque se manifiesta el influjo estructural (Tricart y Cailleux, 1965). En este volumen (Cap. 5), se indican, en el capítulo de meteorización, ejemplos de la alterabilidad de las areniscas en diferentes ambientes climáticos.

Para Büdel (1968) el clima determina la manera en la que los procesos exógenos modelan activamente el relieve. En contraste, los factores estructurales no climáticos solo representan fenómenos pasivos variables. Por otra parte, la varianza climática cambia sistemáticamente cuando se consideran las grandes zonas climáticas del globo terráqueo.

Por otro lado, la estructura es un cuadro al que se superponen los procesos controlados por el clima. El tipo de disección, cualquiera que sea el clima, está influenciado por la naturaleza de las rocas, estructura de las mismas y por la evolución general de la tectodinámica. El modelo climático está subordinado al relieve estructural y esta dependencia va unida a la diferencia de escala. De una manera general, las influencias estructurales predominan a

pequeña escala, mientras que las influencias morfoclimáticas lo hacen a grandes escalas. Hasta cierto punto, es posible distinguir relieves con dominio climático y otros con predominio estructural (Tricart y Cailleux, 1965; Tricart, 1968).

Si se añade el tiempo nos encontramos ante una síntesis en cuatro dimensiones (Büdel, 1968). Dentro de un periodo amplio, las formas existentes han sufrido cambios en el clima. Por consiguiente, estas morfologías tienden a adaptarse a los nuevos climas impuestos y el resultado es la coexistencia de formas relictas y otras de generación reciente. La distinción entre unas y otras suele ser difícil y, sin duda, es una tarea importante a realizar por el geomorfólogo y es el alma de la Geomorfología Climatogenética (Büdel, 1963, 1977, 1980, 1982). Estas formas relictas, heredadas, supervivientes o inactuales suelen ser buenos indicadores de paleoclimas (Baulig, 1940; Jahn, 1954; Tricart, 1957). Un ejemplo significativo es la cartografía detallada realizada por Serrat (1977) en su estudio geomorfológico del Pirineo oriental; presentó dos cartografías geomorfológicas: una, correspondiente a las formas actuales y, otra, para las morfologías relictas, haciendo hincapié en la distinción de las formas periglaciares activas y las heredadas.

Como señala Cholley (1950), si existen sistemas de erosión en relación con condiciones climáticas determinadas, se deben reconocer en la morfología de una región restos de sistemas de erosión que han conocido la acción pretérita de otros sistemas. En resumen, los procesos actuales más débiles, en el corto periodo de su actividad en un área, son menos evidentes que las formas de relieve más antiguas y, además, los factores climatogenéticos implicados en el origen de esas formas son más importantes que los factores tectogenéticos.

Todavía se pone en entredicho la existencia de una zona morfoclimática tropical (Stoddart, 1969a, b; Douglas, 1978; Ollier, 1983; Gupta, 1993; Twidale y Lageat, 1994; Twidale, 2003, 2004). Este último autor se apoya fundamentalmente en sus primeras críticas en los trabajos sobre el karst de torres de Brook y Ford (1976, 1978), en los que señalan que esta morfología no puede considerarse por más tiempo como específica de los climas tropicales húmedos, ya que se desarrolla también en ambientes fríos. Estas investigaciones se llevan a cabo en las Montañas McKenzie (Canadá). La superficie ocupada por esta morfología no debe ser muy grande, sobre todo si se compara con los 600.000 km<sup>2</sup> del karst de torres, que se desarrollan en el Sur de China y norte de Vietnam (Sweeting, 1972). Parece más simple interpretar estas morfo-



logías turriculadas como un proceso de equifinalidad o convergencia de formas (Biro, 1955), generadas por disolución superficial de carbonatos, evolución de laderas y acción fluvial en un área de permafrost discontinuo con un tupido bosque de coníferas. También se interpreta el

modelado fungiforme de la Ciudad Encantada (Cuenca, España) ligado a una meteorización diferencial profunda a favor de la fracturación y denudación posterior del regolito, en el que se originan las formas turriculadas por exhumación (Twidale y Centeno, 1993; Twidale, 2004).

## 12.2 Los comienzos de la Geomorfología Climática

La segunda mitad del siglo XIX y comienzos del siglo XX se caracterizan por las exploraciones de regiones ignoradas o poco conocidas por el hombre a lo largo de todo el globo terráqueo. Los motivos de estas expediciones eran muy diversos y se centraban en el conocimiento del territorio, de sus recursos mineros y agrícolas, así como en la colonización y cristianización de los pueblos indígenas. Estos objetivos se remontan a siglos pasados y existen innumerables ejemplos en la mayoría de los continentes. Aunque se dispone de documentos científicos de siglos anteriores, sobre todo en relación con la minería y geología, no se conocen observaciones rigurosas de los naturalistas sobre las formas del relieve, a diferencia de las magníficas contribuciones a la Botánica y Zoología.

Estas exploraciones de la mitad del siglo XIX y principios del XX vienen plasmadas en trabajos, que se caracterizan por ser la mayoría de ellos claramente descriptivos y superficiales y raramente contribuyen con rigor a la investigación científica. No obstante, los geomorfólogos alemanes se preocupan del estudio de los procesos, tal como lo indican los libros de von Richtofen de 1886 y Albrecht Penck de 1894. En esta época de Martonne (1913), introdujo el término de Geomorfología Climática.

El trabajo básico del suizo Agassiz de 1840 titulado *Estudios sobre los Glaciares*, expone su teoría glacial y analiza los depósitos dejados por el hielo. Constituye, sin duda, el primer gran impulso a la **Geomorfología Glacial**. En 1873, el inglés Geikie publica su libro *La Gran Edad del Hielo* en el que se analizan las teorías del movimiento del hielo, causas de las glaciaciones y origen de los depósitos glaciares y postglaciares. El primer cuarto del siglo XX fue muy fructífero en el reconocimiento de las formas y depósitos asociados a los glaciares actuales. El trabajo de Russel de 1893 sobre el glaciar de Malaspina, la publicación sobre Spitsbergen de Garwood en 1899 y la tesis de Kendall de 1902 sobre los lagos represados por el hielo, constituyen una buena muestra de las investigaciones de la época. En el segundo cuarto de siglo, los trabajos tratan fundamentalmente sobre los orígenes de las formas erosivas y deposicionales de zonas antiguamente ocupadas por los hielos (Price, 1973). El tratado de 1947 del norteamericano Flint sobre *Geología Glacial y la Epo-*

*ca Pleistocena* y los dos volúmenes de la extensa obra del inglés Charlesworth en 1957 acerca de *La Era Cuaternaria*, recogen las investigaciones de este periodo relativas a formas y depósitos glaciares relictos.

Aunque se tenían algunos conocimientos durante el siglo XIX de la presencia de fenómenos relacionados con la acción de la helada, el nacimiento de la **Geomorfología Periglacial** tuvo lugar a principios del siglo XX. La primera denominación y definición se deben al polaco Lozinski en 1909, en la que señala que las zonas periglaciares están contiguas al casquete de hielo pleistoceno y presentan una cubierta de clastos originados por el proceso de hielo-deshielo. Aunque con posterioridad se ha señalado que los procesos periglaciares pueden manifestarse en zonas muy alejadas de los casquetes, no hay razones convincentes para desechar el término, aunque su utilización sea más amplia (Thorn, 1992). Prácticamente a la vez, Andersson en 1906 introdujo el concepto de soliflucción, a la par que realizó consideraciones sobre las características climáticas de estas zonas frías y de sus rasgos morfológicos. En el gran territorio siberiano se llevaron a cabo numerosas investigaciones, pero fueron prácticamente desconocidas por los geomorfólogos occidentales a causa del problema del idioma. A principios del siglo XX se produce un primer desarrollo de la investigación periglacial, como consecuencia de la colonización de Alaska (Cairnes, Capps, Eakin). Debido a la inaccesibilidad en esta época de la mayoría de las regiones septentrionales, la Geomorfología Periglacial se desarrolló en Europa treinta años después (French y Karte, 1988). Estos avances estaban relacionados con las investigaciones de reconstrucciones paleogeográficas y ambientales (Büdel, Cailleux, Dylik, Edelman, Poser, Tricart, Troll y otros). Casi todos los trabajos de estos autores se llevaron a cabo en Europa central y occidental.

El último cuarto del siglo XIX fue uno de los periodos más activos del desarrollo de la **Geomorfología de los Desiertos**, especialmente en el Oeste de los Estados Unidos (King, 1976), donde Powell (1834-1918), Dutton (1841-1912) y sobre todo Gilbert (1843-1918) en sus exploraciones para levantamientos geológicos encontraron un nuevo paisaje árido en el que la erosión fluvial se ha-



da claramente evidente. Powell en su principal trabajo: *Exploración del Río Colorado del Oeste* (1875) analizó el concepto fundamental de nivel de base, que constituye un preludio de la idea de penillanuración. Igualmente, estableció la clasificación genética de los ríos: antecedentes, consecuentes y sobreimpuestos. Dutton efectuó importantes aportaciones a la compensación isostática y realizó descripciones detalladas de los abanicos aluviales, estableciendo que en las áreas desérticas los cantiles y escarpes evolucionan por retroceso paralelo. Esta idea tiene su predecesor en Fisher (1868), aunque este autor lo utilizó para el retroceso de acantilados marinos y también para el retroceso de circos y laderas de derrubios (Fisher, 1972). Sin duda, es Gilbert el gran geomorfólogo americano del siglo pasado. Sus excelentes monografías *Informe sobre la Geología de las Montañas Henry* (1877) y *Transporte de Detritos por Escorrentía* (1914), constituyen muy importantes avances sobre la mecánica de los procesos fluviales y transporte de sedimentos, aplanamiento lateral de los ríos y formación de pedimentos, evolución de laderas, etc. A Gilbert se le puede considerar como el pionero de los estudios de los procesos. En su *Historia del Lago Bonneville* (1890), uno de los trabajos más clásicos y vigentes en Geomorfología, se manifiesta la utilidad de las líneas de costa y terrazas lacustres para explicar el origen del actual Lago Salado, en el Estado de Utah, experiencias que pueden ser transportadas a los medios litorales marinos. Igualmente señala el rebote isostático producido después de la evaporación de la mayoría de los lagos.

Las contribuciones científicas en otras zonas áridas del mundo no tuvieron la importancia de las anteriores (Graf, 1988). En el Sahara se llevan a cabo numerosas expediciones, sobre todo por los investigadores franceses, que conducen a publicaciones descriptivas, aunque señalan claramente el problema del cambio climático (Chudeau, Flammond, Gautier, Urvoy y otros). El Desierto del Kalahari es objeto en 1905 de una voluminosa descripción por Passarge, el Namib es dado a conocer en 1921 por Kaiser y Little en 1925 reconoce parte del Desierto de Arabia. Los desiertos de Irán y del Thar (India) son objeto de exploración a partir de la década de 1870 (Blanford, Oldham). Los trabajos sobre el desierto australiano tratan sobre la edad de las grandes superficies continentales y su relación con los productos de meteorización, tal como se

desprende del trabajo de Jutson en 1934. En los desiertos suramericanos, después de una primera etapa de carácter descriptivo, se desarrollan investigaciones sobre los salares de Atacama por Frenguelli en 1928 y es de destacar el trabajo sobre la Puna llevado a cabo por Walther Penck en 1920. A principios del siglo XX predomina la idea de que el viento de los desiertos es el agente principal de la generación de aplanamientos (Hedin, Passarge, Walther, entre otros), aunque en la década de 1920 Bryan señala en sus trabajos que las modificaciones producidas por el viento son pequeñas. Las investigaciones sobre la acción eólica llevadas a cabo en el desierto de Egipto por el inglés Bagnold, reunidas en su clásico libro de 1941, titulado *La Física de las Arenas Eólicas y Dunas Desérticas*, proporcionan una base sólida para el entendimiento de los procesos eólicos. Este trabajo constituye un hito fundamental en la Geomorfología Eólica.

En **Geomorfología Tropical** el trabajo del norteamericano Dana de 1849 sobre las formas del relieve de las islas volcánicas del Pacífico central tiene un interés considerable, ya que señala la influencia del clima tropical en el modelado (Chorley *et al.*, 1964). En 1882 Thomson pone de manifiesto, en la frontera entre Mozambique y Tanzania, la presencia de numerosas colinas aisladas que surgen abruptamente sobre las llanuras circundantes (Douglas y Spencer, 1985a). Idénticas observaciones realizó Bornhardt en 1900 en el África oriental, el cual denominó *inselberg* (monte isla) a estas colinas. En 1890 Darwin y en 1896 Branner señalaron la elevada potencia de rocas profundamente alteradas y, mucho antes, Buchanan en 1807 publicaba las primeras observaciones científicas sobre las lateritas de la India. La primera mitad del siglo XX fue, al igual que en otras zonas climáticas, una época de reconocimiento de territorios, en la que se publicaron trabajos de carácter regional (Cushing, Falconer, Grund, Hayes, Hubert, Passarge, Sapper y otros) (Douglas, 1978). Thorbecke preside en 1926 en Düsseldorf (Alemania) una reunión sobre Geomorfología Climática, en la que se establecen las bases de las clasificaciones morfoclimáticas. Quizás los trabajos más sobresalientes de esta época son los llevados a cabo por el alemán Freise, en la década de 1930, en el Estado de Río de Janeiro y el libro del alemán Sapper de 1935 sobre *Geomorfología de los Trópicos Húmedos*, que constituye una importante síntesis de conocimientos.

## 12.3

### La estructuración de la Geomorfología Climática

En Düsseldorf (Alemania) se llevó a cabo, por investigadores alemanes, una reunión el 22-23 de septiembre de 1926 sobre el análisis de las formas en diferentes am-

bientes climáticos y la clasificación morfoclimática (Thorbecke, 1927). Sin duda, los resultados de esta conferencia constituyen el intento más serio y profundo de aproxima-



ción a la problemática de la Geomorfología Climática. No obstante, el tratamiento dado por algunos autores a determinadas zonas carece de rasgos morfoclimáticos diferenciales (Beckinsale y Chorley, 1991).

En torno a 1950 aparecen los trabajos de Büdel (1944, 1948), que posteriormente precisó y amplió en su libro sobre *Geomorfología climática* (1977) y en la publicación de 1980, en los que define las zonas morfoclimáticas como un conjunto de modelados resultantes de la actividad de los procesos reinantes en los diferentes tipos de climas. En su trabajo de 1948 diferencia ocho zonas morfoclimáticas utilizando criterios morfológicos y climáticos, y en su libro de Geomorfología Climática de 1977 reconoce diez zonas, excluyendo las altas montañas. También propone el término de Geomorfología Climatogénica (Büdel, 1963), cuyo objetivo fundamental es la reconstrucción del clima y de los procesos que han actuado durante un determinado periodo. Como señala Bremer (1996) la Geomorfología Climática conduce a la Geomorfología Climatogénica, ya que en casi todas las regiones del mundo se encuentran formas relictas de climas pasados.

Tricart y Cailleux (1965) desarrollan el concepto de zonalidad en Geomorfología y elaboran un mapa de regiones morfoclimáticas, reconociendo a la vegetación como un factor que puede ser dominante. Diferencian 13

regiones morfoclimáticas en el globo terráqueo, incluyendo las áreas montañosas azonales. Birot (1949a) analiza la influencia del clima en la evolución de las laderas para diferentes tipos de rocas. También en la década de 1950 se establece una diferenciación climática para las formas resultantes de la actuación de los procesos en calizas (Lehmann *et al.*, 1954) y granitos (Wilhelmy, 1958). Peltier (1950) relaciona varios procesos exógenos con las temperaturas medias anuales y precipitaciones totales anuales y propone una diferenciación en nueve regiones morfogenéticas; sus representaciones han sido ligeramente modificadas por Wilson (1968, 1969). Esta división fue criticada por las limitaciones inherentes a la utilización de estas dos únicas variables (Stoddart, 1969a). El libro de Birot de 1960 sobre *El Ciclo de Erosión bajo los Diferentes Climas* constituye una interesante aportación sobre las zonas tropicales áridas y húmedas, en el que se analizan las morfologías dominantes.

Una gran parte de estos trabajos constituyen el armazón sobre el que se sustenta la Geomorfología Climática, en los que se desarrollan los conceptos fundamentales, la incidencia del clima en los procesos que elaboran el modelado y los distintos criterios utilizados para la diferenciación de las distintas zonas morfoclimáticas.

## 12.4 El desarrollo de la Geomorfología Climática

Hasta aproximadamente la mitad del siglo xx, la Geomorfología se preocupaba básicamente de reconstruir las diferentes etapas, de edad determinada, en las que habían tenido lugar los procesos erosivos y tectónicos generadores del relieve. Es lo que Chorley (1978) denomina **etapa histórica**, en la que la Geomorfología avanza a través del establecimiento de modelos de erosión, análisis de la cronología de la denudación y estudios de morfología estructural. Ya hemos señalado que también en estos tiempos se exploran grandes territorios y se describen y definen distintos tipos de formas (**etapa taxonómica** de Chorley, 1978). A todo ello se une el interés por estudiar los procesos y la cuantificación en las diferentes zonas morfoclimáticas, así como en experiencias de laboratorio. Como consecuencia se produce el desarrollo de la Geomorfología Climática, que alcanza su mayor progreso en estas últimas décadas, como lo indica la aparición de numerosas y extensas monografías sobre las distintas zonas morfoclimáticas.

En la segunda mitad del siglo xx la **Geomorfología Glaciar** experimenta importantes avances en el estudio del comportamiento del hielo (Glen, Hambrey, Lliboutry, Nye,

Paterson, Weertman y otros). Igualmente son numerosas las investigaciones sobre procesos y formas de erosión y sedimentación glacial (Boulton, Dreimanis, Drewry, Iverson, Linton, Menzies, Sugden, entre otros) y los trabajos sobre los ambientes fluvio-glaciares y la glaciectónica (Price, Menzies, Van der Wateren, etc.). Junto con los trabajos que aparecen en revistas específicas y generales, se publican numerosos volúmenes que reúnen artículos sobre temas concretos, tales como till, morrenas, drumlins, glaciectónica y ambientes fluvio-glaciares y glaciolacustres. También se elaboran libros de carácter general sobre Geomorfología Glaciar, entre los que destacan los de Embleton y King de 1975a, Sugden y John publicado en 1976 y los voluminosos tratados de Menzies (Ed.) (1995a, 1996) y Benn y Evans de 1998.

Durante este periodo se sigue investigando en **Geomorfología Periglacial** sobre procesos, tanto en campo como en laboratorio, tales como la acción de la helada (crioclastia, profundidad, levantamiento, agrietamiento y clasificación), movimientos de masa, acción fluvial y eólica. Existe un grupo muy numeroso dedicado a las diferentes temáticas (Clark, Corte, French, Lachenbruch,



Lautridou, Mackay, Pissart, Washburn, entre otros). Las formas resultantes de la actividad de los diversos procesos existentes son muy variables y se tiene un relativo buen conocimiento de las mismas. Estas se desarrollan en micro y mesoambientes específicos, que indirectamente provocan la existencia de grandes lagunas en el conocimiento del paisaje periglacial (Barsch y Caine, 1984). Son muchos los investigadores que destacan en el estudio de las formas periglaciares y es difícil entresacar los de mayor aportación (Barsch, Büdel, Czudek, Demek, French, Mackay, Pissart, Rapp, Tricart, Washburn y otros). También se han publicado varios libros sobre Geomorfología Periglacial, destacando por su importancia el de Washburn de 1979, considerado por Thorn (1992) como la «Biblia» de la disciplina, el editado por Clark en 1988 que reúne capítulos de distintos autores que compendian la mayor parte de la Geomorfología Periglacial y, finalmente, el tratado de French de 1996 que actualiza los conocimientos de esta disciplina.

Las condiciones extremas de muchos de los desiertos del mundo ha hecho necesaria la realización de numerosas expediciones y la investigación en equipo, durante los últimos cincuenta años. De esta forma se han ido reconociendo las formas del relieve existentes en estas áreas inhóspitas. La **Geomorfología de las zonas áridas** ha encontrado una excelente herramienta en las imágenes de satélite, a partir de la década de los setenta, que permiten su utilización como mapa y, por su escala, ofrecen la posibilidad de analizar en conjunto los grandes ambientes desérticos y en especial los de arena. El interés creciente del conocimiento de estos ambientes desérticos se manifiesta en la creación, más o menos reciente, de importantes centros de investigación que abordan los numerosos problemas inherentes a estas regiones. Los procesos de meteorización y los micromodelados resultantes han sido abordados por Cooke, Evans, Goudie, Mabbutt, Twidale y Viles. Las investigaciones sobre barnices se han llevado a cabo fundamentalmente por Dorn y Oberlander y las de costras por Machette, Marion, Reeves, Summerfield, Watson y otros. Existe una amplia y reciente literatura de trabajos experimentales sobre los complejos procesos en relación con la actividad hídrica en laderas y microcuencas (Abrahams, Bryan, De Ploey, Parsons, Schumm, Thornes, entre otros). La geomorfología fluvial de los desiertos tiene sus investigadores principales en Leopold, Wolman, Miller, Schumm y Shick. Las laderas han sido objeto de trabajos encaminados a estudiar su evolución y cuantificar el retroceso de las mismas, (Grossman, Howard, King, Mabbutt, Oberlander, Selby, Schumm, Twidale, etc.). El controvertido tema de los glaciares y pedimentos ha sido tratado por numerosos investigadores (Biot, Dresch, King, Mabbutt, Mensching, Tricart, Twidale y otros), así como la problemática de los abanicos aluviales (Blair, Bull, Denny, Harvey, Hooke, Mcpherson, entre otros). También son muy abundantes los trabajos relacionados con playas y *sebkhas* (Eugster, Glennie, Goudie, Hardie, Krinsley,

Thomas, etc.). Sobre erosión y sedimentación eólica se dispone de una amplia bibliografía de trabajos publicados en revistas (Kocurek, Lancaster, Livingstone, Mainquet, McCauley, Péwé, Pye, Thomas, Tsoar, Warren, entre otros) y se han publicado tres libros sobre Geomorfología Eólica por Pye y Tsoar (1990), Lancaster (1995), Livingstone y Warren (1996), además de otra monografía sobre polvo eólico de Pye (1987). Por otra parte, se han editado diversos libros sobre Geomorfología de regiones áridas: Tricart (1969), Mabbutt (1977), Cooke *et al.* (1993), Abrahams y Parsons (1994) y Thomas (1997). Estas dos últimas monografías se han realizado con las aportaciones de numerosos investigadores, especialistas en los distintos temas.

Hasta épocas recientes la **Geomorfología Tropical** no ha sido sistemáticamente estudiada (Gupta, 1993). Todavía se pone en entredicho por algunos autores (Stoddart, 1969 a,b; Twidale y Lageat, 1994) su consideración como zona morfoclimática. Los estudios de los procesos de meteorización de las costras endurecidas (*durierusts*) han sido objeto de numerosos trabajos por parte de Berry, Birot, Goudie, Loughnan, McFarlane, Ollier, Ruxton, y Thomas, como autores más señalados. El estudio de la erosión hídrica se ha incrementado en estas tres últimas décadas, sobre todo en investigaciones agroforestales, llevadas a cabo fundamentalmente en parcelas cerradas. En el transporte fluvial sobresalen los trabajos de Douglas, Gupta, Spencer, Walling y Latrubese. Los movimientos de masa son frecuentes y afectan sobre todo al regolito y los trabajos de Brand, Lal, So y Tricart constituyen una muestra representativa. El estudio de los aplanamientos e inselbergs, que dominan muchas áreas de los trópicos, fue afrontado por Büdel (1957) en su teoría de los procesos de doble aplanamiento, en la que diferencia una superficie superior de denudación y el frente de meteorización, el cual profundiza por los agentes de alteración. La continua erosión origina la aparición de superficies de grabación (*etch-surfaces*). El desarrollo de estas ideas en diversas zonas tropicales ha sido afrontado por Bremer, Ollier, Thomas, Twidale, como autores más significativos. Los extensos afloramientos carbonatados sufren una intensa disolución que da origen a los modelados de karst cónico y de torres (Balazs, Lehmann, Sweeting, entre otros), específicos de esta zona morfoclimática. Los libros sobre Geomorfología Tropical no son tan numerosos como los editados sobre otros ambientes climáticos. Los de Birot de 1973 y de Tricart de 1974a llevan a cabo importantes aportaciones, pero, sin duda, el tratado más profundo y fundamental es el de Thomas de 1994a, que tiene el precedente de su excelente libro de 1974. Con posterioridad a este último, Faniran y Jeje en 1983 elaboran su trabajo en el que actualizan los conocimientos, así como Wirthmann en 1987. También en los libros sobre geomorfología de los granitos de Twidale de 1982b, Gerrard (1988) y Vidal y Twidale (1998) y Twidale Vidal (2005) y Migon (2006, se afrontan problemas relativos a la Geomorfología Tropical.



## 12.5 Aplicaciones y tendencias futuras

Aunque la Geomorfología Climática siempre ha jugado un importante papel en los estudios aplicados, es a partir de la década de los sesenta cuando, como consecuencia del desarrollo de los estudios de los procesos geomorfológicos, ha alcanzado un gran contenido práctico. Uno de los campos de más incidencia es el de la investigación de los riesgos naturales derivados de la dinámica externa, como la meteorización salina, erosión hídrica y eólica, inundaciones, deslizamientos, riesgos de subsidencia, entre otros. Otro campo de desarrollo considerable en las tres últimas décadas es el de la *Geomorfología Ambiental*. Como consecuencia del aumento de la población y de la explotación de los recursos, el medio físico está siendo sometido a constantes cambios. El hombre se ha convertido en un importante agente geomorfológico, se habla incluso de Geomorfología Antrópica. Se hace necesario vivir en armonía con la naturaleza y para ello hay que conocer los procesos que operan en el ecosistema para obtener un desarrollo sostenible. Es en esta materia donde la Geomorfología Climática juega un papel fundamental.

En el momento actual, la Geomorfología ha llegado a ser un cuerpo enciclopédico de conocimiento e investigación (Dury, 1978), tal como se refleja en las *Enciclopedias de las Geomorfologías*, editadas por Fairbridge (1968b) y Goudie (2004a), así como otras enciclopedias más específicas sobre desiertos y ambiental en 1999, cuevas en 2004 y ciencias del litoral y ciencias del karst en 2005, entre otras. Fairbridge in-

dica que se espera para final de siglo XX que se publiquen al año unos 200.000 artículos sobre materias de la disciplina. Estos datos nos hablan del extraordinario desarrollo de la Geomorfología.

En años próximos, en el campo de la Geomorfología Climática, se espera un continuo desenvolvimiento del estudio de los procesos, un considerable aumento de las investigaciones pluridisciplinarias, un avance esperanzador del análisis de los datos suministrados por los sensores remotos, un progresivo aumento de los estudios paleomorfológicos de cara a la predicción de climas futuros y un desarrollo de la investigación aplicada, sobre todo en los campos de la Geomorfología Ambiental (Gutiérrez, 1990).

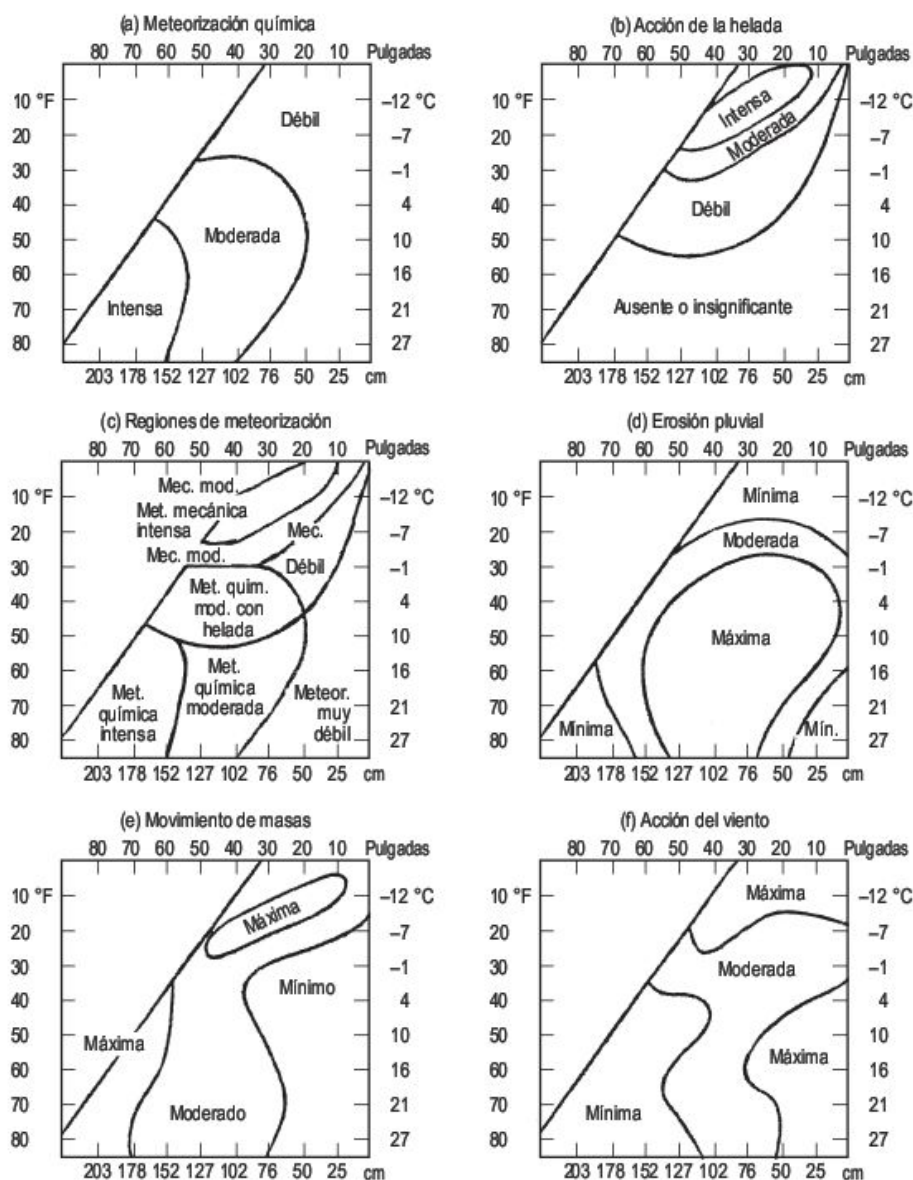
Como hemos visto, la Geomorfología ha cambiado claramente su rumbo, desde un enfoque generalizado de estudios de cronología de la denudación ha pasado a enfatizar sus investigaciones sobre procesos superficiales. Esto ha llevado consigo a una metamorfosis o desarticulación de la disciplina (Chorley, 1978; Thorn, 1988b). Como el primer autor indica la Geomorfología se ha sumergido en un *síndrome de procesos*. El problema que subyace es el del paso de las grandes escalas espaciales y temporales, de estudio de procesos, a la evolución del modelado a largo plazo (Barsch, 1990). Es por esta razón, como señala Chorley, por la que la Geomorfología debe investigar a todas las escalas, tratando de aunar los diferentes mecanismos responsables de la evolución del relieve, cualquiera que sea su dimensión temporo-espacial.

## 12.6 Geomorfología Climática: procesos y diferenciaciones morfoclimáticas

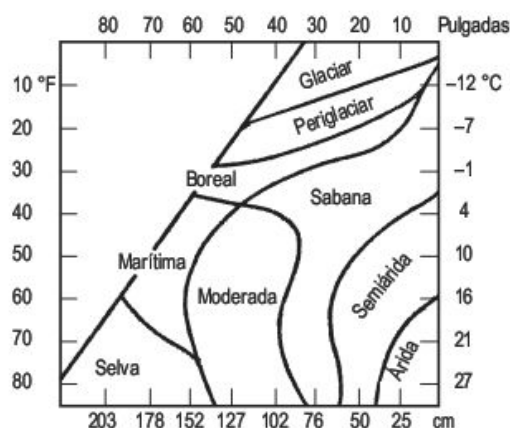
La Geomorfología climática se puede definir como la que identifica a los factores climáticos, tales como intensidad, frecuencia y duración de la precipitación, intensidad de la helada, dirección y fuerza del viento y explica el desarrollo de los modelados bajo diferentes condiciones climáticas (Ahnert, 1996). En esta definición reciente se tienen en cuenta la magnitud y frecuencia de diversos procesos. Inicialmente, en el trabajo pionero de Peltier (1950) se utilizan únicamente dos parámetros climáticos, la temperatura media anual y la precipitación total anual y establece la relación de los mismos con seis procesos geomorfológicos: meteorización química, acción de la helada, meteorización

total, erosión pluvial, movimiento de masas y acción del viento (Fig. 12.1). Para el autor «estas gráficas representan simplemente una exposición esquemática de un concepto». En conjunto, distingue dos elementos morfogenéticos diferentes, que son los procesos de meteorización y los agentes de transporte de estos productos. Del análisis anterior propone nueve regiones morfogenéticas (Fig. 12.2), que se diferencian por un conjunto de procesos geomorfológicos característicos. Las diferenciaciones que efectúa Peltier son muy cualitativas y bastante subjetivas (Derbyshire, 1973). Un estudio similar al de Peltier es el llevado a cabo por Leopold *et al.* (1964). Wilson (1968, 1969), también realiza





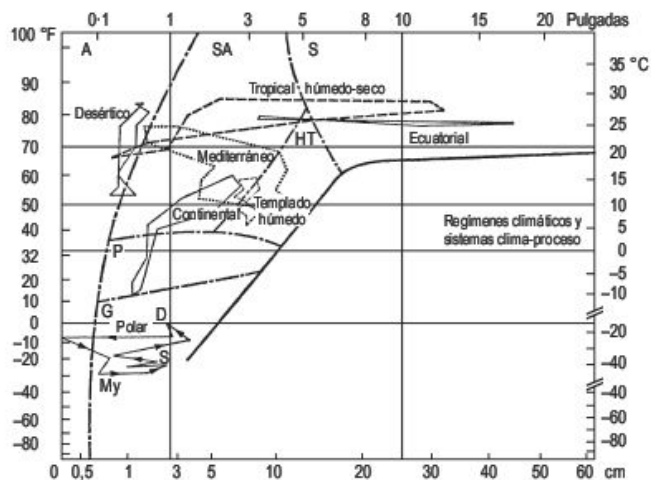
**FIGURA 12.1** Diagramas que indican la importancia relativa de algunos procesos geomorfológicos, en función de la temperatura media anual y de la precipitación total anual (Peltier, 1950).



**FIGURA 12.2** Regiones morfogenéticas obtenidas a partir de la intensidad relativa de diferentes procesos geomorfológicos (Peltier, 1950).

un análisis parecido y cambia el gráfico de acción de la helada por el de meteorización mecánica, modifica los campos delimitados por Peltier para las intensidades relativas de los procesos geomorfológicos y diferencia seis zonas a las que denomina sistemas clima-proceso. Wilson llama la atención sobre la variación de la temperatura y precipitación a lo largo del año, que denomina estacionalidad, y la influencia que tiene en la actividad de los procesos geomorfológicos (Fig. 12.3).

Tanner (1961) utiliza la evapotranspiración potencial en lugar de la temperatura, ya que esta variable proporciona una idea más real de la disponibilidad hídrica y está más relacionada con el porcentaje de vegetación. Igualmente, diferencia cuatro regiones morfogenéticas fundamentales: glaciar, templada, árida y selva, a las que añade tundra, sabana y semiárida.



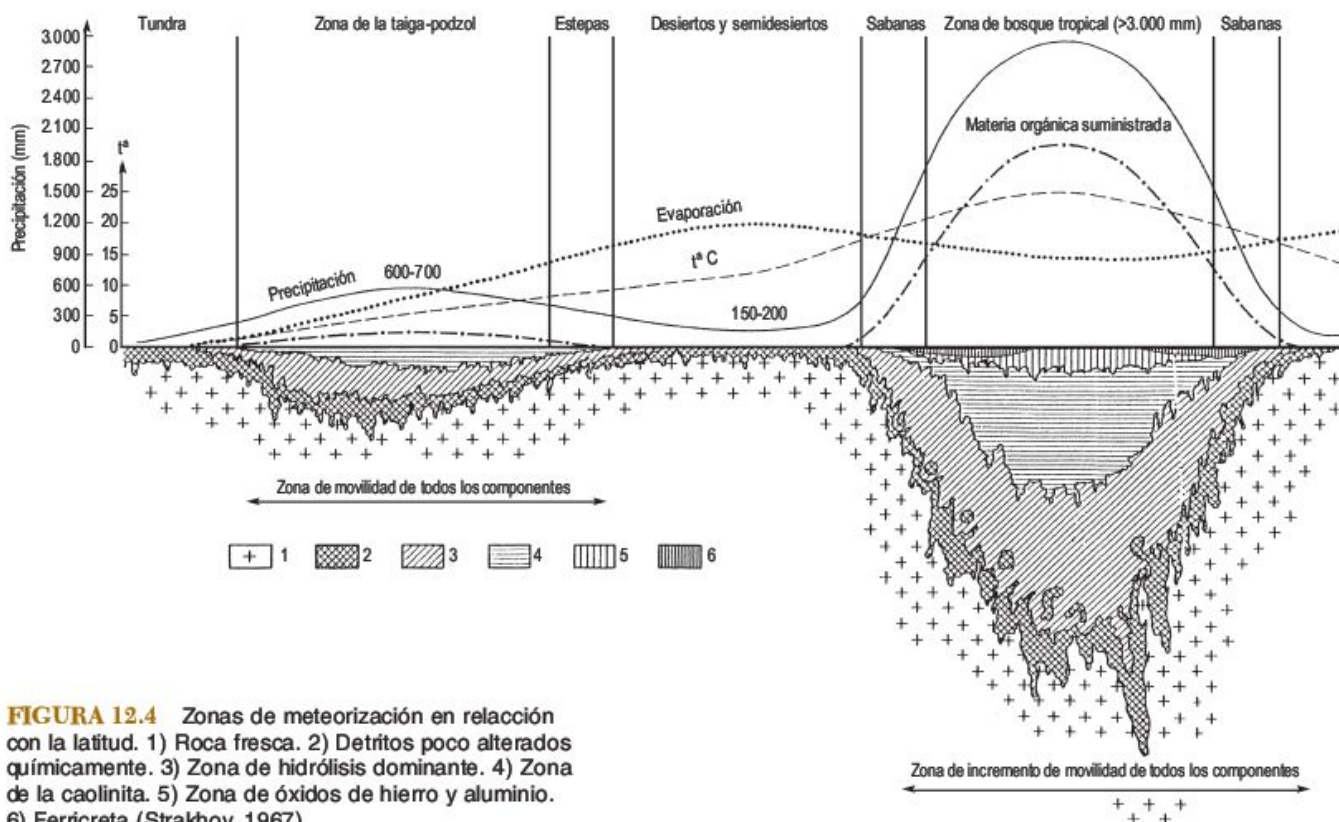
**FIGURA 12.3** Regímenes climáticos y sistemas clima-proceso. Las gráficas muestran los datos mensuales de precipitación y temperatura, tomados de Strahler (1965), y las escalas están modificadas para resaltar las regiones áridas. Los límites de los sistemas clima-proceso se representan por líneas de raya-punto y estos se señalan por abreviaturas: A-árido; SA-semiárido; S-selva; HT-templado húmedo; P-periglacial y G-glaciar (Wilson, 1968).

Una interesante aproximación es la propuesta por Common (1966) en su trabajo sobre deslizamientos y regiones morfogenéticas, ya que estos forman parte de los procesos de denudación y también se pueden utilizar para

identificar distintos tipos de modelados. Aunque el número de variables implicadas en el desencadenamiento de los deslizamientos es muy numeroso, Common elabora tres mapas globales basados en características significativas de la precipitación y temperatura de interés geomorfológico (régimen de precipitaciones e intervalos de precipitación total y temperatura).

También se han llevado a cabo estudios a escala global sobre el control del clima y de la vegetación en relación con la intensidad de la meteorización y productos resultantes de la misma (Strakhov, 1967). Reconoce una clara zonación climática con lixiviaciones máximas en la zona de selva tropical y en la de la taigal-podzol, que es donde tienen lugar las mayores precipitaciones. La alteración es más intensa y profunda en los trópicos por las elevadas temperaturas que aceleran las reacciones químicas. Por el contrario, en la tundra y las zonas desérticas la meteorización es débil por la escasa precipitación. Este perfil norte-sur permite diferenciar un conjunto de zonas relacionadas con el clima (Fig. 12.4). También en el libro de Strakhov se incluye un mapa sobre la distribución geográfica de los tipos de meteorización.

Otra aproximación a la diferenciación morfoclimática se basa en las diferencias regionales existentes en la erosión hídrica, aunque este parámetro está muy influenciado por factores no ambientales. Se han establecido varias curvas basadas en la relación entre la precipitación anual (Langbein y Schumm, 1958; Fournier, 1960; Wilson, 1973)



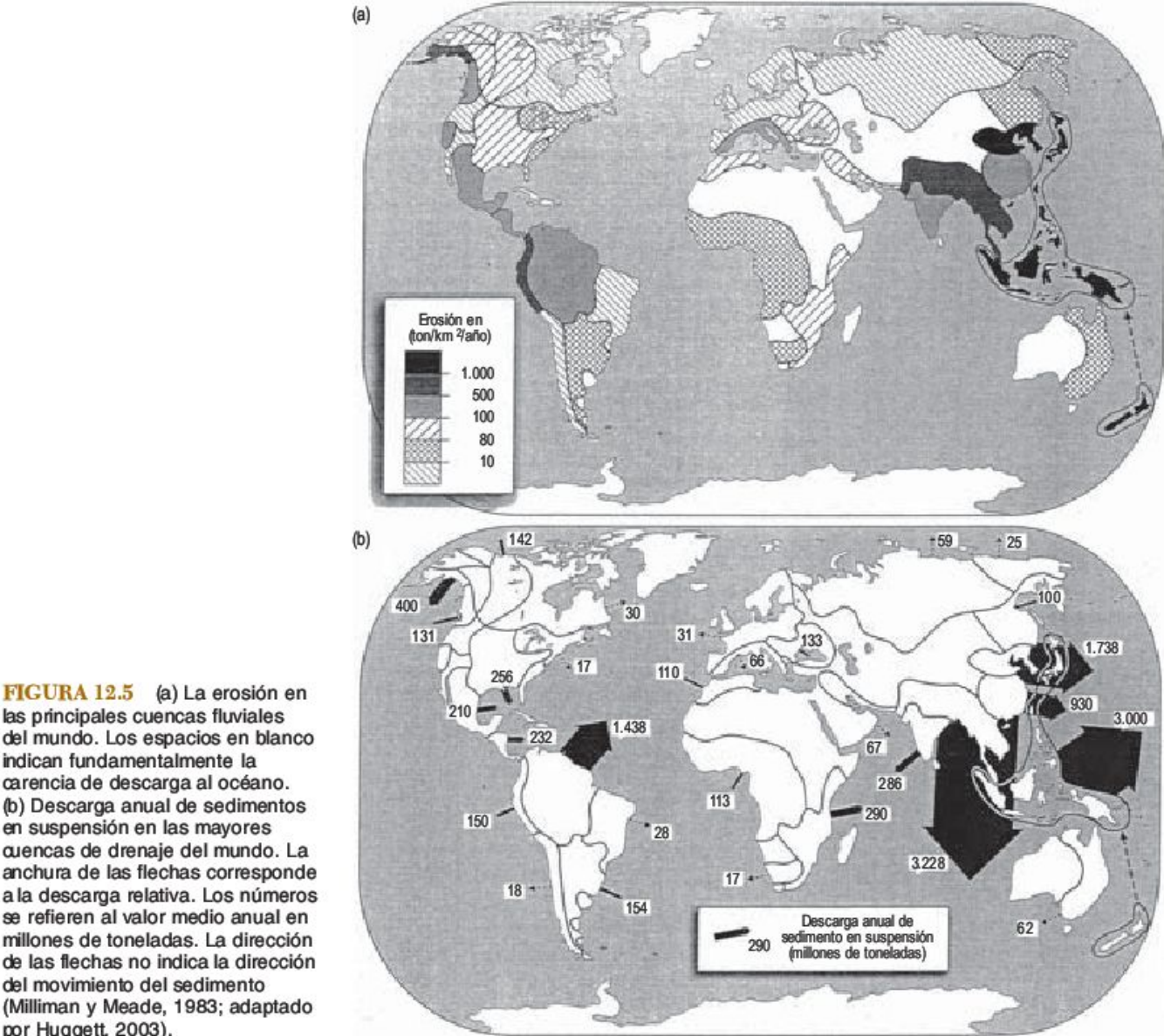
**FIGURA 12.4** Zonas de meteorización en relación con la latitud. 1) Roca fresca. 2) Detritos poco alterados químicamente. 3) Zona de hidrólisis dominante. 4) Zona de la caolinita. 5) Zona de óxidos de hierro y aluminio. 6) Ferricreta (Strakhov, 1967).



o la escorrentia anual (Douglas, 1967; Dendy y Bolton, 1976) y la produccion de sedimentos ( $Tm/km^2/año$ ). Se reconoce por la mayoría de los autores un máximo de erosión alrededor de 300 mm de precipitación y otros investigadores señalan otra zona de importante denudación por encima de los 1.500 mm. El trabajo de Corbel (1964) sintetiza los datos de erosión para las distintas zonas climáticas y considera que en los trópicos la erosión es menor. Fournier (1960) llega a conclusiones muy diferentes al estudiar 78 cuencas fluviales de 2.460 a 1.060.000  $km^2$ . Para ello correlaciona el parámetro climático  $p^2/P$ , donde  $p$  es la precipitación del mes más lluvioso y  $P$  la precipitación total anual, con la carga en suspensión transportada por los ríos. Obtiene, a diferencia de Corbel, que el incremento de erosión está en relación con el aumento de la precipitación. Fournier (1960) elabora un mapa de distribución de la ero-

sión en el mundo y encuentra valores máximos en los trópicos húmedos estacionales y una disminución hacia las regiones ecuatoriales y zonas áridas. Las principales conclusiones de libro de Fournier se mantienen en Strakhov (1967), donde se acompaña un mapa muy similar de erosión global. Milliman y Meade (1983) (Fig. 12.5) estudian las velocidades de denudación de las cargas disueltas y en suspensión de los ríos, a partir de los depósitos en embalses y de las velocidades de sedimentación geológica. La Figura 12.5a representa la erosión de las mayores cuencas fluviales del mundo y la Figura 12.5b proporciona la descarga anual de sedimentos al mar de los principales ríos del mundo.

Chorley *et al.* (1984) señalan que para llevar a cabo una clasificación morfoclimática simple, que ellos denominan morfogenética, se pueden utilizar la temperatura media



**FIGURA 12.5** (a) La erosión en las principales cuencas fluviales del mundo. Los espacios en blanco indican fundamentalmente la carencia de descarga al océano. (b) Descarga anual de sedimentos en suspensión en las mayores cuencas de drenaje del mundo. La anchura de las flechas corresponde a la descarga relativa. Los números se refieren al valor medio anual en millones de toneladas. La dirección de las flechas no indica la dirección del movimiento del sedimento (Milliman y Meade, 1983; adaptado por Huggett, 2003).

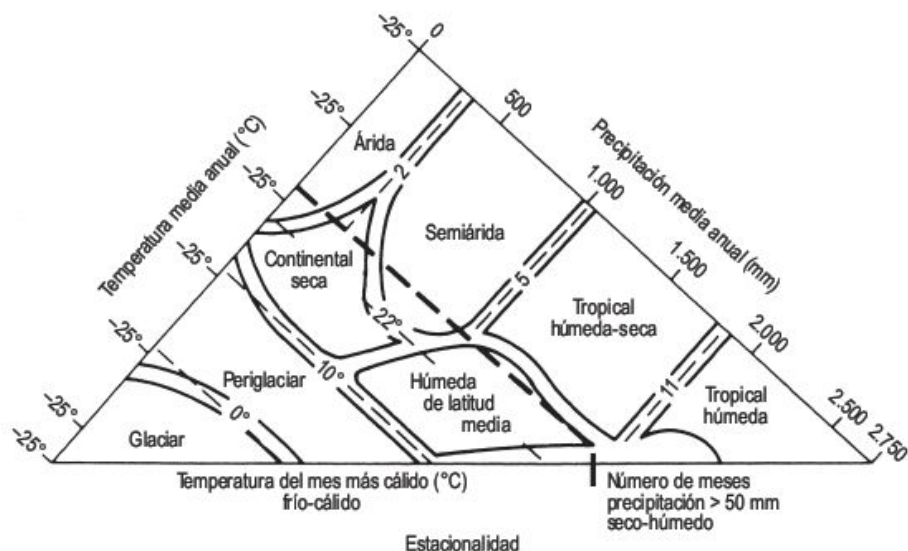


anual, la precipitación total anual y la estacionalidad, que viene expresada por la temperatura del mes más cálido y por el número de meses con precipitación superior a 50 mm (Fig. 12.6). En el diagrama se diferencian ocho regiones, que pueden dividirse en dos grandes grupos: a) regiones morfoclimáticas de primer orden, denominadas no estacionales por Beckinsale y Chorley (1991), que comprenden las regiones glaciares, áridas y tropicales húmedas. Se caracterizan por procesos no estacionales, por lo general de baja erosión, excepto para eventos esporádicos como los que tienen lugar en glaciares espasmódicos, tormentas en el desierto y movimientos de masa en laderas, respectivamente. Las zonas centrales de estas regiones no estacionales están poco afectadas por los cambios climáticos. b) Regiones morfoclimáticas de segundo orden, o estacionales de los autores anteriormente indicados, que agrupan las regiones tropicales húmedo-secas, semiáridas, continentales secas, húmedas de latitud media y periglaciares. Tienen procesos estacionales, en ocasiones de gran intensidad, y manifestaciones de cambios climáticos importantes. En estas regiones se pueden diferenciar climas cálidos (tropical húmedo-seco y semiárido) en los que los procesos geomorfológicos varían sustancialmente con la duración de la estación húmeda y climas fríos (continental frío, húmedo de latitud media y periglaciario) en los que los procesos difieren en función de las temperaturas del verano, así como en parte con las cantidades de precipitación. Aportan un mapa que modifica el de Tricart y Cailleux (1965), a la vez que describen minuciosamente los procesos y las formas dominantes de las ocho zonas que diferencian.

Los datos que se manejan normalmente en Geomorfología son los suministrados directamente por la climatología, tal como los utilizados por Peltier (1950), Tanner (1961), Leopold *et al.* (1964), Wilson (1968, 1969), Chorley *et al.* (1984), etc. Estos datos pueden ser razonablemente adecuados para llevar a cabo amplias ge-

neralizaciones de los procesos geomorfológicos. Ahora bien, la mayoría de estas cifras medias son inadecuadas, ya que una gran parte de los procesos son de carácter discontinuo y varían en frecuencia y magnitud (Ahnert, 1987 b, 1996; De Ploey *et al.* 1991). Por consiguiente, es necesario conocer estos valores, como por ejemplo las intensidades de la precipitación, velocidad del viento, frecuencia y duración de la helada. Una vez conocidas estas cifras se lleva a cabo un análisis de magnitud-frecuencia para caracterizar los componentes del morfoclima. Ahnert (1987b) propone para la precipitación un índice de magnitud-frecuencia con el que puede reconocerse toda la distribución de los eventos meteorológicos geomorfológicamente relevantes. De Ploey *et al.* (1991), utilizando también los valores de precipitación diaria, obtienen una medida de la erosión potencial acumulativa, que puede proporcionar una base para estimar la erosión de las laderas por flujo laminar. Este análisis es útil para la caracterización no solo de los morfoclimas, sino que también puede ser aplicado a otras ramas de la ciencia (Ahnert, 1987b). Este método no puede identificar aspectos climáticos que no sean eventos, como la estacionalidad. No obstante, constituye un primer paso hacia una morfoclimatología más comprensiva.

Aunque existe un consenso bastante generalizado sobre el concepto y cometidos de la Geomorfología Climática, surgen objeciones y críticas sobre la misma. Stoddart (1969a) considera que no es realista tener solo en cuenta un grupo de factores, ya que se produce una clara distorsión. Los factores climáticos son importantes, pero no dominantes; el modelado resulta de una interconexión compleja entre clima, litología y vegetación y no es posible separar la Geomorfología Climática de otro tipo de geomorfología. Baker y Twidale (1991) indican que sólo las regiones morfoclimáticas glaciares y áridas se reconocen con facilidad, mientras que los restantes modelados climáticos son difíciles de identificar y definir. Twidale y



**FIGURA 12.6** Principales regiones morfoclimáticas actuales en el mundo obtenidas aproximadamente a partir de la temperatura media anual (°C), precipitación total anual (mm), media de número de meses húmedos (por encima de 50 mm) y temperatura media del mes más cálido (°C) (Chorley *et al.*, 1984).



Lageat (1994) señalan que las zonas morfoclimáticas glaciares, periglaciares y áridas ocupan el 50% del globo terráqueo y en la otra mitad se desarrollan zonas húmedas (selva, sabana, moderada, marítima y boreal de Peltier). En estas zonas muchos de los modelados existentes son de dudosa significación (Stoddart, 1969b). Otra circunstancia analizada por Twidale y Lageat (1994) es la relativa a los procesos generados climáticamente y a los mecanismos comunes que varían en las diversas regiones climáticas. Las formas asociadas con la erosión y sedimentación fluvial se encuentran en la mayoría de las regiones climáticas (abarrancamiento, gargantas, meandros, abanicos aluviales, ríos trenzados, etc.). Los tafonís y pi-

lancones de meteorización (*gnammas*) se reconocen en cualquier ambiente climático, y los suelos ordenados en zonas periglaciares y áridas, nos indican, como algunos de los ejemplos anteriores, un problema de convergencia de formas o de equifinalidad (Biro, 1955), en el que la actividad de procesos distintos o de diferente magnitud dan lugar a formas similares. Por todo ello, estos autores reconocen que el influjo climático está sobreestimado, aunque no dudan de su incidencia. Critican también la diferenciación de región tropical húmeda por sus abundantes movimientos de masa y por los modelados de grabación, ya que todos ellos tienen lugar en otras zonas climáticas.

# 12.7

## El concepto de zonalidad en Geomorfología Climática

A escala global, las variaciones existentes en el contacto litosfera-atmósfera se consideran como zonales y forman amplias franjas desde los polos al ecuador, que derivan de las diferentes precipitaciones y cantidad de energía solar recibida (Derbyshire, 1976). El concepto de zonal ha sido aplicado, con anterioridad a su utilización en Geomorfología, en otras ramas de la Geografía Física, como la Climatología, Edafología y Biogeografía (Tricart y Cailleux, 1965). Las grandes regiones edáficas basadas en las diferencias climáticas fueron propuestas, en primer lugar, por Dokuchayev (1883), el cual diferenció entre suelos zonales, azonales e intrazonales. Los primeros son suelos evolucionados, que difieren según la zona ecológico-climática en que han sido desarrollados. Los azonales son suelos poco evolucionados, con caracteres próximos a la roca madre. Finalmente, los intrazonales presentan una buena evolución, pero están afectados por un mal drenaje, salinidad, etc.

Se estima que el trabajo de Troll (1944), sobre las micromorfos periglaciares, es el introductor del concepto de zonalidad en Geomorfología Climática. Se considera **zonal** a todo proceso o fenómeno que se distribuye en general paralelo a las líneas de latitud, como la selva ecuatorial, arrecifes coralinos y casquetes continentales de hielo. Cada uno de estos medios constituye una zona morfoclimática (Tricart y Cailleux, 1965) ya sugerida por Cholley (1950) y Galon (1954). La denominación de **azonal**, o plurizonal o mundial, indica procesos que se reparten por varias zonas como las acciones fluviales, eólicas y litorales. Finalmente, **extrazonal** es un fenómeno que, aunque es característico de una zona determinada, puede manifestarse localmente en otra zona, como los procesos y formas glaciares y periglaciares existentes en las grandes montañas ecuatoriales.

Las áreas de montaña presentan una zonación climática o escalonamiento **altitudinal**. En una montaña elevada de las bajas latitudes podemos encontrar en un transecto hacia la cumbre climas templados, periglaciares y, finalmente, glaciares. En cada zona las formas del relieve están afectadas por un control climático característico (Büdel, 1948).

El escalonamiento altitudinal se debe a las variaciones de la temperatura y precipitaciones. La temperatura disminuye paulatinamente con la altitud, el aire se enrarece y la radiación solar aumenta. En estas circunstancias, las rocas están sometidas a efectos térmicos más intensos (Tricart y Cailleux, 1965). Un incremento de altura de 1.000 m en los Alpes equivale a una disminución de la temperatura en un recorrido de 1.000 km hacia el Polo Norte. Este descenso térmico va acompañado por variaciones en la vegetación tanto altitudinales como latitudinales (Büdel, 1977; 1982). También a medida que se progresa en altura se observa una secuencia característica en la morfología y tamaño de los suelos ordenados, que ha sido estudiada por Furrer (1972) en los Alpes suizos y en la Cordillera del Karakorum. Estas circunstancias, descritas también en otras áreas montañosas, constituyen un fiel reflejo del escalonamiento altitudinal. La precipitación varía en función de la altura y a medida que aumenta va creciendo hasta alcanzar un máximo y después disminuye progresivamente. En las altas montañas existe un escalón caracterizado por lluvias más abundantes y, por consiguiente, con una nubosidad más intensa. Otro efecto importante es el de la exposición, donde las umbrías de las latitudes medias septentrionales conservan la nieve mucho más tiempo que las solanas, lo que incide considerablemente en la variación altitudinal de la mor-



fogénesis periglaciaria. No obstante, la influencia de la exposición varía de una zona a otra y no se limita a las montañas de las latitudes medias. En las zonas intertropicales, de circulación atmosférica más constante, las áreas de barlovento son húmedas y las de sotavento secas (Tricart y Cailleux, 1965).

Por otra parte, conviene señalar que a escalas de  $10^6$ - $10^7$  km<sup>2</sup> la variedad del modelado se explica mejor por diferencias climáticas; a  $10^4$ - $10^5$  km<sup>2</sup> dominan las diferencias litológicas y estructurales y a  $10^2$  km<sup>2</sup> las formas del relieve son el resultado de la actividad de diferentes procesos erosivos (Chorley *et al.*, 1984).

## 12.8 Las principales zonas morfoclimáticas

La diferenciación de las distintas zonas morfoclimáticas debe tener en cuenta los procesos actuales dominantes que operan en cada zona. No obstante, es preciso considerar también las formas heredadas de épocas cuaternarias y terciarias. Esta preocupación sobre el cambio climático ya se hace patente por Penck y Brückner (1901-1909) en su tratado sobre las edades de las glaciaciones de los Alpes. Igualmente, Passarge, en su trabajo de 1904 sobre el Kalahari, encuentra claras evidencias sobre alternancias entre condiciones áridas y de sabana. Büdel (1948) insiste sobre la importancia de las paleoformas y en 1963 propone el término de Geomorfología Climatogenética que se preocupa del estudio de las formas reliquias producidas en otros ambientes, que nos permiten deducir a lo largo del tiempo los procesos actuantes en otros climas. Estos cambios climáticos son más manifiestos en las latitudes medias. También Birot (1960) señala que la influencia de los cambios climáticos durante el Terciario y Cuaternario se manifiesta desde el Ártico al Ecuador. La distinción entre formas actuales y heredadas es fundamental para conocer adecuadamente la evolución del relieve y las variaciones climáticas a las que ha estado sometido, ya que si no podemos interpretar de forma errónea la génesis del modelado.

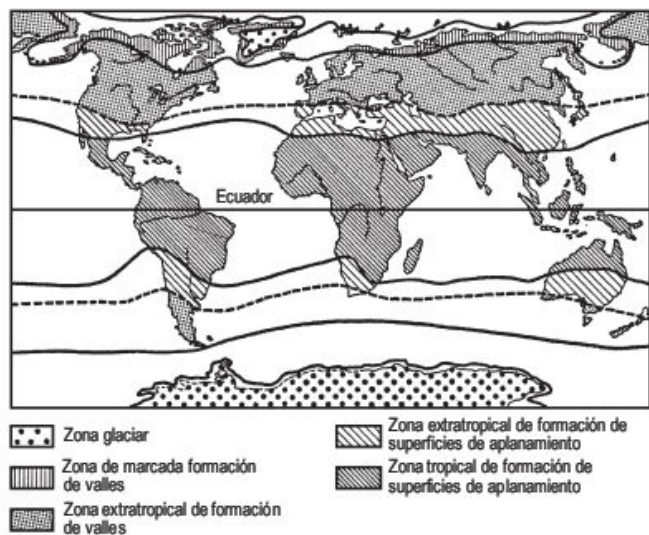
La división de la superficie terrestre en zonas morfoclimáticas es una tarea compleja por diferentes causas. Existen distintas partes del mundo de las que no se conocen los rasgos morfoclimáticos fundamentales (Asia central, Suramérica, etc.) y, por lo tanto, es difícil trazar sus límites (Tricart y Cailleux, 1965), aunque en la actualidad, con la utilización de fotografías de satélite, el problema se va solventando. Por otra parte, hay que tener presente que un mapa morfoclimático no resulta de la superposición total o parcial de mapas climáticos, de vegetación y de suelos, aunque evidentemente existe una clara relación entre ellos. Un mapa de zonas morfoclimáticas debe ser un mapa original en el que el morfoclima constituye una categoría particular de los fenómenos naturales (Tricart y Cailleux, 1965; Büdel, 1977, 1982). También hay que tener presente que los límites morfoclimáticos no son netos, excepto para las costas, aunque hay áreas como la Selva Negra, la llanura del Po y los Apalaches, que pueden dis-

tinguirse claramente (Büdel, 1977, 1982). Por el contrario, las zonas de transición entre las sabanas y zonas semiáridas africanas pueden alcanzar dimensiones muy importantes. Únicamente, las áreas correspondientes a los núcleos de las zonas morfoclimáticas no presentan problemas de reconocimiento.

Las grandes síntesis de la Geomorfología Climática se deben a Büdel (1948, 1963, 1977) y a Tricart y Cailleux, (1965), que elaboran diferentes mapas de zonas morfoclimáticas. Büdel (1948) propone, utilizando criterios climáticos y morfológicos, siete zonas morfoclimáticas para el globo terráqueo y elabora un mapa de las zonas morfoclimáticas del Viejo Mundo (Europa, Asia y África). Tricart y Cailleux (1965) critican esta zonación global por su carencia de homogeneidad, por la diferenciación de tres regiones de permafrost, por la consideración de la zona mediterránea como una única categoría y por su terminología confusa. Büdel (1963) considera que los factores aclimáticos (*petrovianza* o resistencia litológica, *epirovarianza* o epigénesis, distancia al nivel de base, influencia del relieve y acción antrópica) incidirían en la formación del relieve si el clima de la tierra fuera uniforme. Las influencias surgen de las diferencias de las zonas climáticas, que son superiores a los cinco factores aclimáticos. Para Büdel, en cada punto de la tierra, el clima determina la combinación fundamental de los procesos morfogenéticos. A partir de los efectos producidos en cada región climática, en la que se manifiestan estos complejos procesos activos morfogenéticos, la superficie de la tierra puede dividirse en cinco zonas morfoclimáticas (Fig. 12.7), sin considerar la variación del clima con la altura. Esta diferenciación utiliza como principal el criterio morfológico, que correlaciona con el climático. Las zonas están dominadas por el clima actual, aunque en las latitudes medias se refleja el influjo de los climas pasados, ya que la evolución geomorfológica de estas regiones es mucho más lenta.

La clasificación propuesta por Tricart y Cailleux (1965) reposa en dos tipos de criterios: 1) las grandes zonas climáticas y biogeográficas, que proporcionan las divisiones principales y 2) algunas subdivisiones, amparadas





**FIGURA 12.7** Zonas morfoclimáticas actuales de la Tierra (Büdel, 1963).

en los criterios precedentes, combinadas con diferencias paleoclimáticas. Diferencian las siguientes zonas aplicables únicamente a regiones de baja altura, donde no se manifiesta el escalonamiento de montaña:

#### 1. Zona fría:

- Dominio glaciar.
- Dominio periglaciario.

#### 2. Zona forestal de las latitudes medias:

- Dominio marítimo con herencias glaciares y periglaciares cuaternarias.
- Dominio continental con gran influencia del hielo cuaternario y actual. Incluso con la posible presencia de permafrost en profundidad.
- Dominio mediterráneo con una menor influencia de las formas relictas cuaternarias.

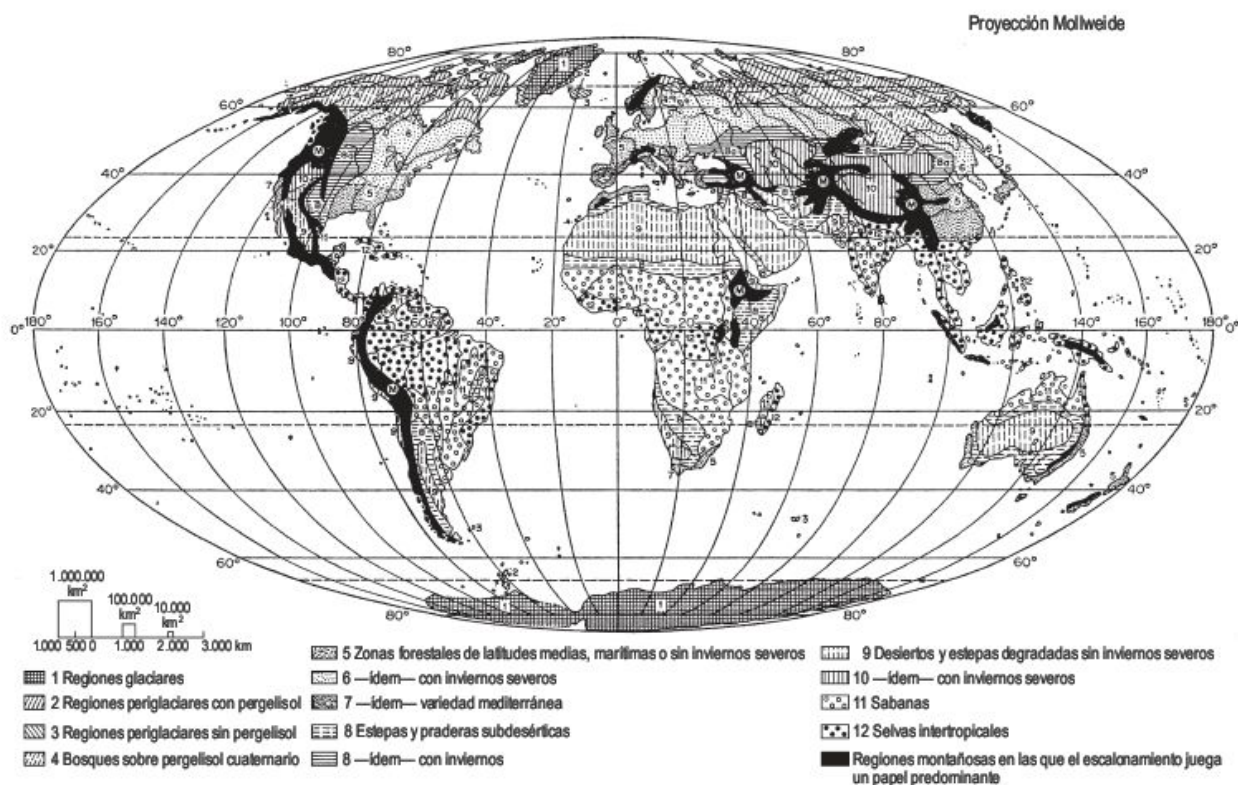
#### 3. Zonas árida y subárida. Se dividen:

- En función del déficit hídrico en estepas de matorral xerofítico y desiertos.
- En función de la temperatura en zonas frías y cálidas.

#### 4. Zona intertropical húmeda:

- Dominio de las sabanas, con cobertura vegetal menos densa, caracterizado por una meteorización química profunda, discontinua en el tiempo, y por una importante arroyada difusa.
- Dominio de las selvas, con una potente cobertura vegetal y una intensa meteorización química.

A partir de estas zonas Tricart y Cailleux (1965) efectuaron la diferenciación de las distintas regiones morfoclimáticas existentes en el globo terráqueo (Fig. 12.8). En ella no se distinguen claramente las influencias morfoclimáticas de las climatogénicas (Beckinsale y Chorley, 1991). Quizás es excesiva la diferenciación en el domi-



**FIGURA 12.8** Zonas morfoclimáticas del globo terráqueo (Tricart y Cailleux, 1965).

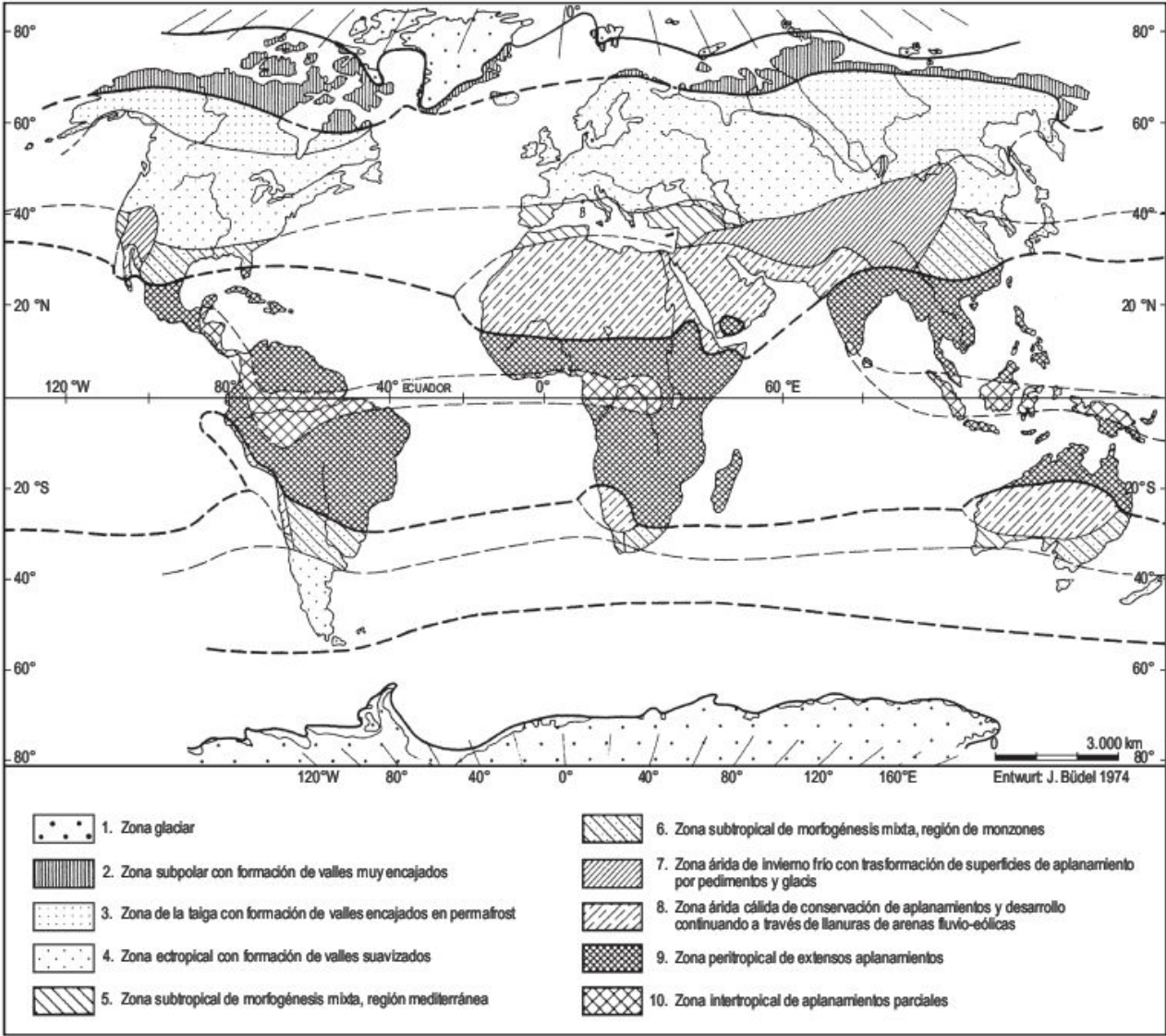


no periglaciario de 5 zonas, dominios o regiones morfoclimáticas, caracterizadas por formas actuales o relictas (2-7). Según Stoddart (1969a) el mapa hace hincapié en los factores que controlan las formas del relieve, bastante más que en los propios modelados. Derbyshire (1973) indica que se considera a la vegetación como un factor geomórfico dominante y que la terminología de la clasificación es edafológica y biogeográfica, más que climática y geomorfológica.

El mapa de las zonas morfoclimáticas de Büdel (1977) (Fig. 12.9) indica que los límites morfoclimáticos encierran áreas en las que los procesos que forman el relieve son activos y dependen de un clima actual de comportamiento uniforme. En la zonación hay que considerar fundamentalmente los núcleos centrales, ya que los límites entre las zonas no suelen ser claros. Por otra parte, solo se representan en el mapa las zonas de alturas bajas y me-

dias y se han omitido las altas montañas. Es muy complicado el establecimiento de las zonas morfoclimáticas, a causa de que hay que distinguir los numerosos y complejos procesos y hasta que no se conozcan adecuadamente es imposible diferenciar las zonas morfoclimáticas. Además, a veces es muy difícil discernir entre formas del relieve actuales y relictas (desde el Cretácico superior al Holoceno). Si se conoce el modelado originado en las áreas actuales activas se puede entonces conocer las formas relictas en otras zonas. Los procesos actuales de las latitudes medias son excepcionalmente débiles y, por estas circunstancias, el 95% del relieve de estas regiones está constituido por formas relictas (Büdel, 1977).

Los rasgos más significativos de las principales zonas morfoclimáticas se recogen del libro de Büdel y de la excelente síntesis de las ideas de este autor, llevada a cabo por Kiewietdejonge (1984).



**FIGURA 12.9** Zonas morfoclimáticas actuales, excluyendo las altas montañas (Büdel, 1977).



1. **Zona glaciar**, a la que Büdel no dedicó una especial atención, en la que los mecanismos que forman el relieve de esta zona se estudian más fácilmente en áreas de una anterior glaciación que bajo los glaciares actuales.
- 2, 3. **Zona periglacial con formación de valles muy encajados**. A la que Büdel denomina en su libro subpolar y también zona de solifluxión (Büdel, 1948), por la importancia que tiene la movilización de masas en las laderas periglaciares. Su zona septentrional está limitada por los glaciares y la meridional por la solifluxión, límite de la vegetación arbórea o desaparición del permafrost. Suelen coincidir los límites del bosque y de la solifluxión, mientras que el permafrost puede estar bajo el bosque. La capa superficial se estructura produciendo suelos ordenados. Uno de los grandes problemas es el de la rápida incisión de la red fluvial. Las laderas pueden evolucionar por retroceso paralelo, generando laderas tripartitas.
4. **Zona ectropical con formación de valles suavizados**. Es la zona más variada y posiblemente la más compleja, con numerosas y diversas formas del relieve. El 95% del modelado de esta zona en Europa es heredado. Son muy frecuentes las superficies de aplanamiento escalonadas (*piedmonttrep* de W. Penck). Se reconocen glaciares, terrazas y valles amplios poco profundos. En las áreas que han estado sometidas a la erosión de los casquetes de hielo se desarrollan extensos paisajes de colinas y lagos. Finalmente, existe un importante manto de loess derivado de los materiales resultantes de anteriores etapas frías. Es junto con la siguiente zona la más importante para el estudio de la Geomorfología Climatogenética.
- 5, 6. **Zona subtropical de morfogénesis mixta**. Comprende las regiones mediterránea y monzónica, que son morfoclimáticamente diferentes. Büdel no llevó a cabo en su libro descripciones de la región de los monzones, por lo que solo nos ocuparemos de la región mediterránea. Esta es una zona de transición que ha sido afectada en su evolución por climas tropicales, periglaciares, glaciares, templados húmedos y áridos. A estos tipos climáticos hay que añadir el factor antrópico, de extraordinaria incidencia en el desencadenamiento de la erosión hídrica. El resultado es una superposición de formas relictas y actuales dispuestas fundamentalmente en una zonación vertical. Se reconoce un gran desarrollo de aplanamientos terciarios en calizas y de formas kársticas acompañantes. En los valles y terrazas existentes en las cuencas intermontanas se desarrollan extensos sistemas de glaciares escalonados.
- 7, 8. **Zona árida de conservación de aplanamientos y transformación o desarrollo posterior de los**

**misimos**. Se incluyen las zonas de los desiertos de invierno frío y los desiertos tropicales. En esta última adquieren una marcada intensidad los procesos de humedecimiento y secado y meteorización salina. Destacan los aplanamientos con inselbergs y las extensas hamadas y desiertos de piedras. En las zonas de menor relieve los materiales aluviales de los glaciares y terrazas suelen presentar caliches a techo. Estos aluviones constituyen fundamentalmente el área madre de los desiertos de arena. La zona árida de invierno frío constituye un área de transformación, bastante más que una región de desarrollo posterior de aplanamientos. La crioclastia es la meteorización dominante. Las formas de relieve más representativas son los sistemas de glaciares.

9. **Zona peritropical (húmeda-seca) de extensos aplanamientos**. En ella se desarrolla una intensa meteorización química con potencias de varios cientos de metros y desarrollo de lateritas. Las grandes llanuras se explican por el mecanismo de la doble planación de Büdel (1957), para zonas tectónicamente estables, en las que las superficies de escorrentía y basal de meteorización se van degradando paulatinamente para dar lugar a llanuras grabadas (*etchplains*) sobre las que destacan los inselbergs.
10. **Zona ecuatorial de aplanamientos parciales**. No está bien investigada por las dificultades relativas a su densa vegetación. La meteorización química es más intensa que en la zona anterior. En las regiones que limitan con la zona precedente son frecuentes los aplanamientos e inselbergs, originados en climas húmedo-secos del Terciario. En las zonas internas se produce una débil transformación de las superficies de aplanamiento, debido a que el mecanismo se ha reducido tanto en el tiempo como en el espacio.

En las clasificaciones de zonas morfoclimáticas analizadas se reconoce una variación importante en cuanto al número de zonas diferenciadas: Büdel (1948) 7; Peltier (1950) 9; Büdel (1963) 5; Tricart y Cailleux (1965) 13; Wilson (1968) 6; Büdel (1977) 10 y Chorley *et al.* (1984) 8. Estas modificaciones obedecen a los distintos criterios utilizados por los diferentes autores para llevar a cabo la compartimentación del globo terráqueo en zonas morfoclimáticas.

Las monografías publicadas sobre distintas zonas morfoclimáticas reducen la diferenciación a cuatro: glaciar, periglacial, árida y tropical húmeda. Las regiones templadas no han sido objeto de un tratamiento conjunto por las numerosas formas relictas existentes. Evidentemente, en el desarrollo de los textos de estas cuatro zonas se llevan a cabo diferenciaciones, quizás más precisas y fundamentadas, que las contempladas en las clasificaciones morfoclimáticas anteriormente citadas.

# 13

## Geomorfología Glaciar I

### CONTENIDO

- 13.1. Los glaciares
- 13.2. Erosión glaciar



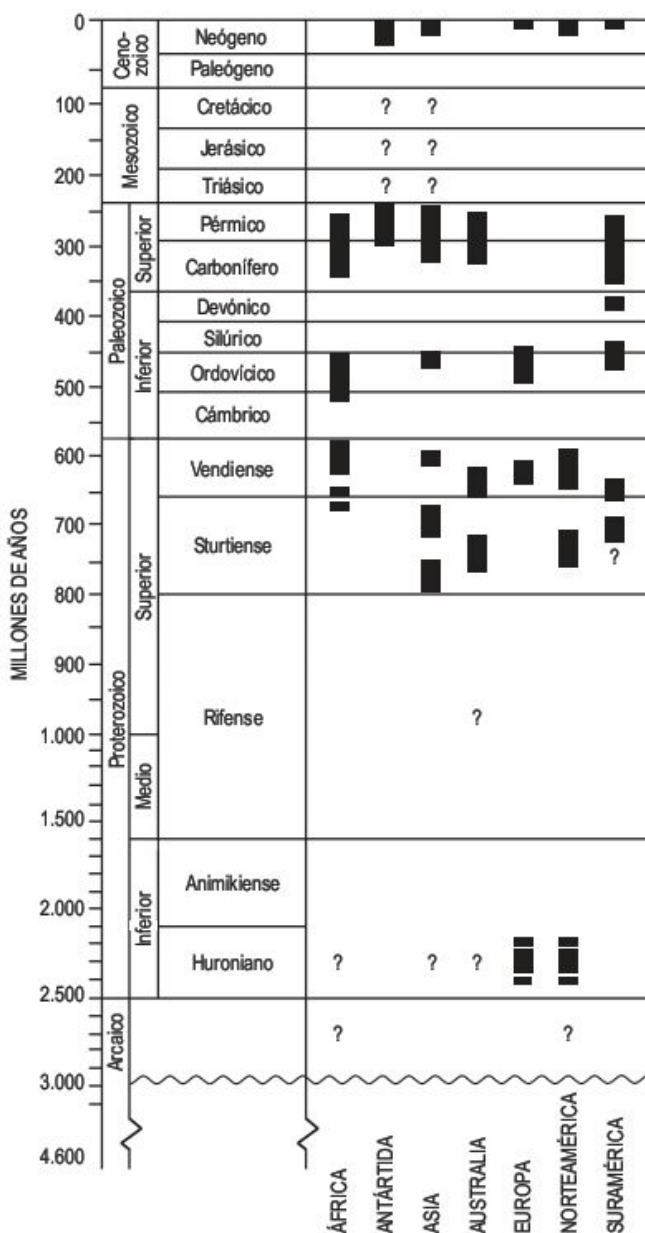
# 13.1 Los glaciares

## 13.1.1 Introducción

En la historia de la Tierra se reconocen varias épocas glaciares desde tiempos precámbricos, que han quedado impresas en el registro geológico por rasgos erosivos y sedimentarios Eyles (1993) (Fig. 13.1). Dentro de esta perspectiva general, el Cuaternario supone una etapa glacial, que comenzó a desarrollarse fundamentalmente en el Terciario superior, de la que quedan restos de acumulaciones de hielo que ocupan en la actualidad un 10% de la superficie terrestre emergida, mientras que en el último máximo glacial, hace unos 18.000 años, cubrieron casi la tercera parte de las áreas continentales (Flint, 1971; Sugden y John, 1976). Por consiguiente, la actividad de las masas glaciares se ve reflejada por distintos modelados erosivos y deposicionales en una extensión importante del planeta.

Las investigaciones sobre la actividad de los glaciares antiguos y actuales se dirigen hacia distintas direcciones. Los trabajos sobre Geología glacial los llevan a cabo los estudiosos del Cuaternario, que se preocupan fundamentalmente de la estratigrafía y cronología glaciares, mientras que los geomorfólogos analizan los procesos glaciares y el modelado resultante de la actuación de las masas de hielo, así como su evolución. La Glaciología se interesa por el estudio de la naturaleza, comportamiento físico y trabajo realizado por los glaciares (Lliboutry, 1965; Iverson, 2006). En la mayoría de los casos, existe una clara desconexión entre las investigaciones glaciológicas y las llevadas a cabo por los geomorfólogos glaciares, aunque parece existir un acercamiento (Sugden y John, 1976). Esta unión es necesaria, ya que los glaciares constituyen un medio de rápida actividad, con modificaciones en días o meses, y, por lo tanto, idóneo para estudiar los procesos actuales y las formas resultantes.

En las últimas décadas se ha abierto un nuevo campo de trabajo dentro de la Geología planetaria, en relación con la Geomorfología Glacial. Así, en Marte se reconocen casquetes que cubren un 30% de su superficie durante el invierno y que se reducen a casquetes de hielo residuales en el verano, ocupando solo un 1%. También se ha propuesto la interpretación de algunos canales marcianos como originados por la actividad de valles glaciares. Algunos investigadores establecen para este planeta un cambio climático similar al de la Tierra durante el Cenozoico superior (Cutts *et al.*, 1979; Baker, 1981a; Carr, 1981). Estas investigaciones de Geomorfología planetaria pueden suministrar datos importantes para una mayor comprensión de nuestras épocas glaciares.



**FIGURA 13.1** Épocas glaciares en la historia de la Tierra (Eyles, 1993).

## 13.1.2 Extensión actual y antigua de los glaciares

El hielo glacial actual ocupa una superficie aproximada de 15,8 millones de km<sup>2</sup> (Tabla 13.1), lo que supone un 10% del total de la superficie terrestre emergida. Únicamente el

**TABLA 13.1** Área actual ocupada por los hielos (World Glacier Monitoring Service, 1989) y extensión máxima durante el Pleistoceno (según datos elaborados por Flint, 1971).

Región	Área actual (km <sup>2</sup> )	Extensión máxima en el Pleistoceno (km <sup>2</sup> )
Antártida	13.593.310	13.800.000
Groenlandia	1.726.400	2.295.300
Méjico, Estados Unidos, Canadá y Alaska	276.100	16.217.091
Fenoscandia	51.046	7.169.145
África	10	1.900
Asia (incluida Rusia)	185.211	3.951.000
Alpes y Pirineos	2.921	39.000
Suramérica	25.908	870.000
Australasia	860	30.000
TOTAL	15.861.766	44.373.436

3% se encuentra fuera de los dos grandes casquetes de la Antártida y Groenlandia, que constituyen la mayor reserva de agua dulce de la hidrosfera (Lvovitch, 1967). El primero de ellos cubre un área de 13,6 millones de km<sup>2</sup>, siendo su espesor medio de 2,2 km y el máximo de cerca de 5 km. El volumen de hielo, equivalente en agua, de este casquete se estima en 30,1 millones de km<sup>3</sup>, que si fundiera por completo traería consigo un ascenso del nivel del mar de 59 m. El casquete de Groenlandia ocupa una superficie de 1,7 millones de km<sup>2</sup>, su espesor medio es de 1,6 km y el máximo 3,4 km, siendo su volumen de 2,4 millones de km<sup>3</sup> (Donn *et al.*, 1962; Flint, 1971; Sudgen y John, 1976).

El resto de las acumulaciones de hielo no superan el medio millón de km<sup>2</sup> y se encuentran diseminadas por todo el planeta, aunque se concentran fundamentalmente en el hemisferio norte y en montañas de latitudes medias y bajas (Alpes, Karakorum, Himalaya). La extensión de los glaciares en África es prácticamente despreciable. Destacan por su extensión las acumulaciones de hielo en los Andes. El área ocupada por los glaciares en el mundo ha sido recientemente calculada por el World Glacier Monitoring Service en 1989 (véase Hambrey, 1994). La superficie total es de 15.861.766 km<sup>2</sup>.

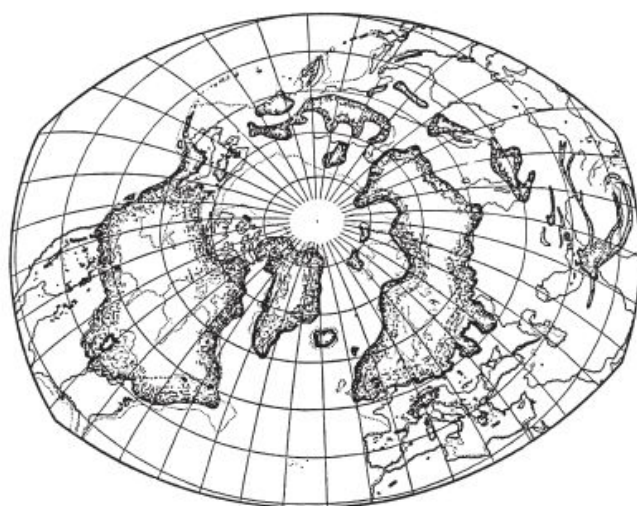
En su máxima extensión durante el Pleistoceno los hielos cubrieron un área de más de 44 millones de km<sup>2</sup> (Flint, 1971), que representan un 30% de las tierras emergidas, y su volumen sobre la superficie terrestre se estima en unos 100 millones de km<sup>3</sup> (Donn *et al.*, 1962). En la Tabla 13.1 puede observarse la gran diferencia existente entre el área ocupada por los glaciares actuales, que corresponden a una época interglaciaria, y la superficie ocupada en el pasado durante la máxima glaciación cuaternaria.

Los casquetes de la Antártida y Groenlandia han sufrido una fluctuación relativamente pequeña, mientras que, por ejemplo, Fenoscandia y el complejo Lauréntido han

experimentado enormes avances. Este último alcanzó unas dimensiones próximas a la Antártida actual y se extendió por debajo de latitudes de 40° N (Fig. 13.2).

### 13.1.3 Balance de masas en los glaciares: acumulación y ablación

El balance de masas en un glaciar trata de la ganancia y pérdida de nieve y hielo en el mismo y normalmente se mide por su equivalente en agua (cantidad de agua resultante de la fusión). El término **acumulación** hace referencia a todos aquellos procesos por los que se añade



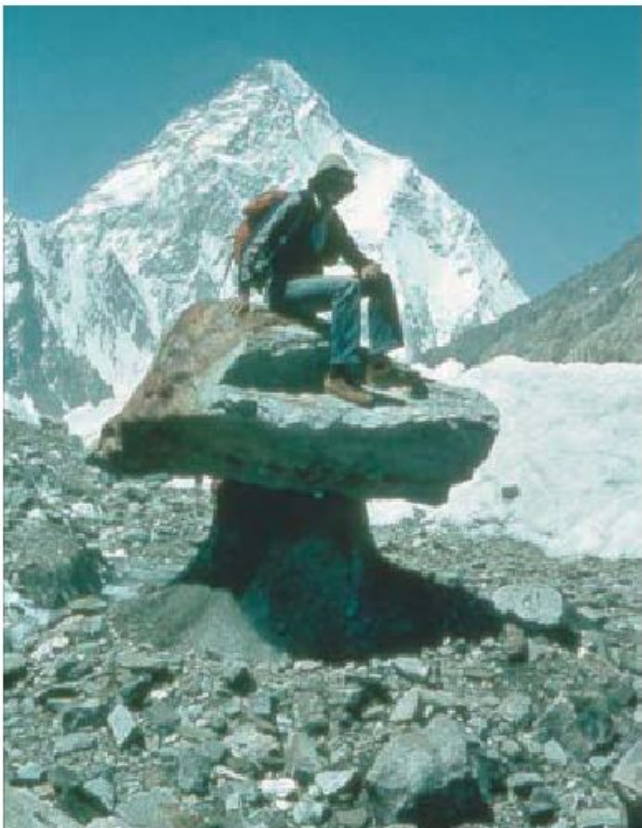
**FIGURA 13.2** Máxima extensión de los casquetes de hielo pleistocenos en el Hemisferio Norte (según Antevs y Flint; en Holmes, 1944).



material al glaciar. El más importante es la precipitación, aunque la alimentación por avalanchas a los valles puede ser en ocasiones significativa. También la acción eólica juega un papel secundario en su efecto de redistribución de las masas de nieve.

La **ablación** se refiere al conjunto de procesos por los que se pierde parte de la masa del glaciar. El principal es la fusión, que está influenciada por la radiación solar, lluvia, temperatura del aire, cubierta de nubes, cantidad de detritos, etc. (Sharp, 1988). Las partículas rocosas finas, con mayor capacidad de absorción de la radiación solar, al fundir la nieve de alrededor del canto penetran en ella generando pequeños conductos cilíndricos. Por el contrario, las capas potentes de detritos aíslan de la fusión al hielo infrayacente pudiendo dar origen a montículos de gravas con hielo en su interior. Si el manto de detritos tiene una disposición superficial irregular se puede producir, por fusión diferencial, una topografía de montículos y depresiones. En el caso de la presencia de grandes bloques, la morfología resultante es la de pedestales o **mesas glaciares** (Fig. 13.3) en las que el bloque se asienta sobre hielo infrayacente. Estas mesas con frecuencia se presentan basculadas, debido a una mayor fusión del hielo orientado a solana, hasta que finalmente caen. La fusión diferencial da origen en ocasiones a numerosas y profundas depresiones, denominándose a este conjunto topografía kárstica glaciar por su parecido con el paisaje de las áreas calizas (Clayton, 1964). Por otra parte, otro proceso importante de ablación en los glaciares que vierten su masa a lagos o mares es el de la generación de grandes bloques de hielo o icebergs, que quedan flotando en el agua. Este proceso está influenciado por el grado de fracturación de la masa de hielo.

Cualquier glaciar tiene dos partes: una superior, donde la alimentación es mayor que la pérdida por fusión, que constituye la zona de acumulación y, otra inferior, en la que el balance es contrario al anterior, denominada zona

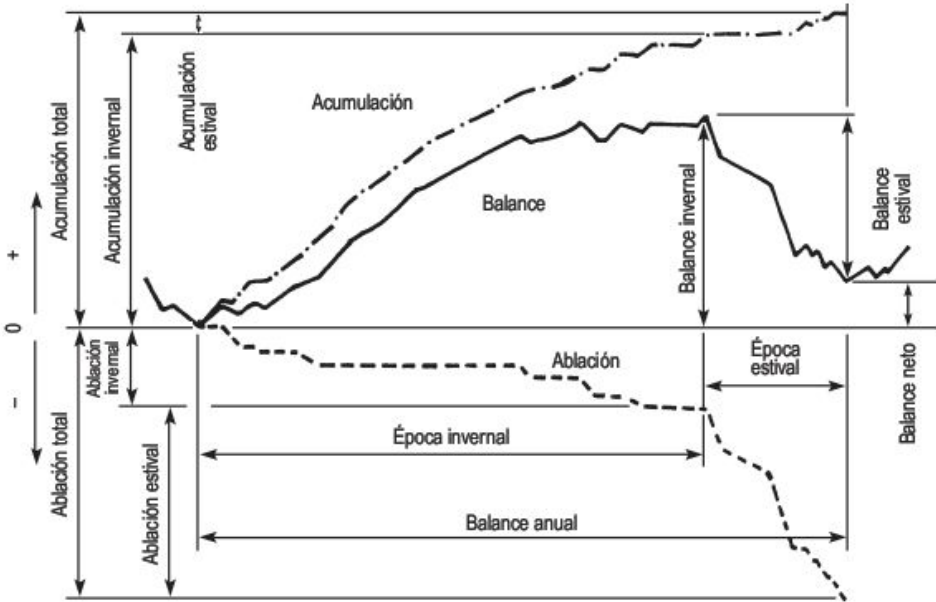


**FIGURA 13.3** Mesa glaciar sobre el Glaciar Godwin Austen (Karakorum, Pakistán). Al fondo es visible el K2 (8.611 m), segunda cumbre más alta de la Tierra. Foto J. López-Martínez.

de ablación. Entre estas dos zonas se encuentra la **línea de equilibrio** en la que el balance es cero (Müller, 1962).

La diferencia entre acumulación y ablación para todo el glaciar en un año constituye el **balance neto** (Andrews, 1975; Paterson, 1994) (Fig. 13.4). Si el balance es positi-

**FIGURA 13.4** Explicación gráfica del balance de masas en los glaciares (en Andrews, 1975).





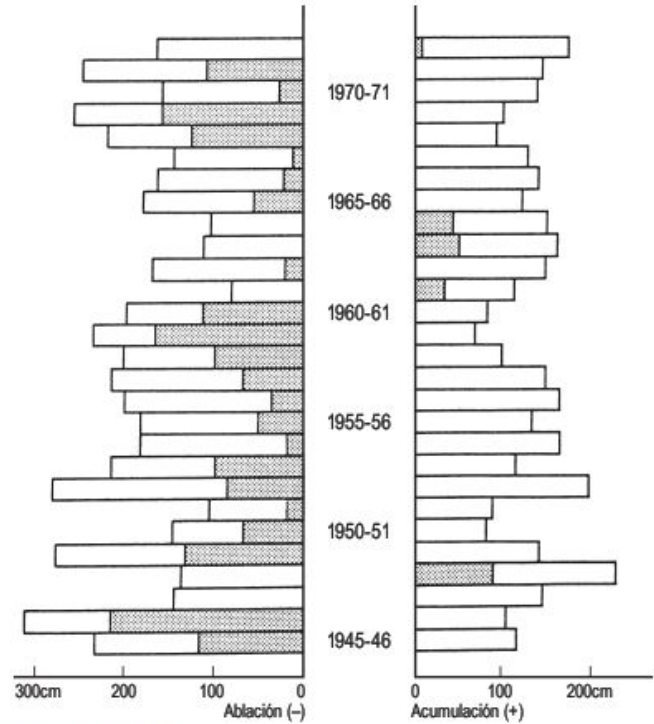
vo el glaciar ha experimentado una ganancia de nieve y hielo (acumulación neta anual) y al contrario si es negativo (ablación neta anual). Si el balance es cero indica un equilibrio entre acumulación y ablación. El balance de invierno suele ser positivo y el balance de verano negativo. La diferencia entre ambos es el balance neto. Estos balances se calculan mediante medidas *in situ* del hielo terrestre (Hagen y Reeh, 2004), de hielo en el mar (Wadhams, 2004) y técnicas de sensores remotos (Bamber y Kwok, 2004). Existen balances de masas para glaciares y uno de los más completos es el de Storglaciären en Suecia, en el que en un periodo de 28 años ha habido cinco años con balance positivo, uno con balance cero y en el resto dominó la ablación (Ostrem *et al.*, 1973; en Sugden y John, 1976) (Fig. 13.5). El balance de masas de la Antártida (Bentley, 2004) es prácticamente seguro negativo, pero se debe posiblemente a la fusión del hielo flotante y no afecta al nivel del mar.

### 13.1.4 Transformación de nieve en hielo

Los glaciares se desarrollan en situaciones en las que la acumulación de nieve excede a la fusión de la misma. Esto requiere unas condiciones climáticas adecuadas, así como unos modelados que proporcionan lugares idóneos para su almacenamiento (Price, 1973).

La nieve caída en la zona de acumulación sufre profundos cambios que la transforman finalmente en hielo glaciar. Los granos constituyentes de este hielo están formados por cristales que varían desde tamaños milimétricos a decimétricos y han sido formados por numerosos copos de nieve.

La nieve recién caída tiene una densidad muy baja, a veces de 0,05, y una gran porosidad (95%) y puede considerarse como un sedimento eólico (Fig. 13.6). Esta nieve fresca cambia en poco tiempo a nieve granular o vieja



**FIGURA 13.5** Balance de masas en Storglaciären (Suecia) para el periodo 1945-1973 en el que se representan la acumulación, ablación y los balances netos anuales (Ostrem *et al.*, 1973).

con una densidad de 0,3 que está formada por gránulos esféricos de nieve sueltos y de gran permeabilidad. La transformación continúa con un incremento de la densidad por modificación de los granos, pérdida de los espacios porosos y aumento del empaquetamiento. Cuando se alcanza una densidad de 0,4 se llega al estado de **neviza**, que tiene un 50% de porosidad y un tamaño de grano de uno o varios milímetros. Al aumentar la compactación los poros entre los granos quedan sellados y entonces se transforma



**FIGURA 13.6** Nieve venteada. Heritage Range, Antártida, alrededor de los 80° de latitud Sur. Foto J. López-Martínez.



la neviza en hielo glaciar cuando se obtiene una densidad de 0,80-0,85. Esta masa es impermeable y el aire existente está como burbujas y cualquier aumento de densidad se debe a la compresión de las mismas. Esta transformación de nieve en hielo va acompañada por desplazamientos entre los cristales, cambios en el tamaño y la forma y deformación interna (Paterson, 1994).

La velocidad de transformación de la nieve en hielo varía de un lugar a otro, a causa de que el proceso es sensible a la temperatura y a la velocidad de acumulación de la nieve. La presencia de agua de fusión en verano acelera la transformación. En las curvas de la Figura 13.7 (Paterson, 1994) se representa la variación de la densidad de la neviza en función de la profundidad para un glaciar de nieve seca en Groenlandia y otro de nieve húmeda en el Yukón. En el primero la neviza pasa a hielo a 66 m de profundidad, requiriéndose un tiempo de más de 100 años para esta transformación, mientras que en el segundo se produce a los 13 m en un intervalo de 3-5 años.

### 13.1.5 Clasificación de los glaciares

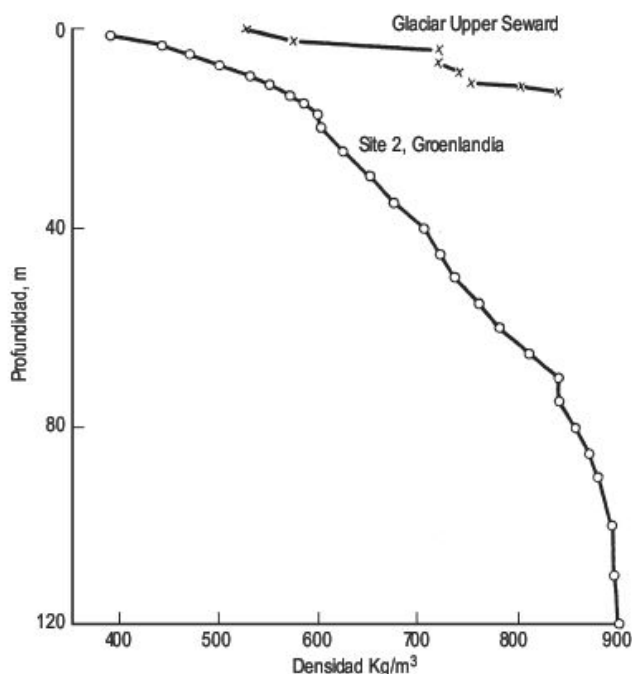
Se han propuesto numerosas clasificaciones para las acumulaciones de hielo, pero las más utilizadas, ya que permiten una fácil diferenciación, son las que se basan en el régimen interno de la temperatura de los glaciares y en la geometría de los mismos.

#### 13.1.5.1 Clasificación térmica

El agua pura se transforma en hielo a 0 °C a la presión de una atmósfera, pero se requiere una temperatura un poco más baja cuando las presiones son importantes. Así, por ejemplo, en la base de un glaciar de 1.500 m de potencia el punto de fusión se encuentra a -1 °C. Podemos diferenciar entre «hielo frío» en el que la temperatura está por debajo del punto de fusión y «hielo cálido» en el que está tan próximo a la fusión que contiene agua (Ahlmann, 1935).

El hielo frío lo encontramos cuando las temperaturas de la superficie del glaciar son muy bajas en invierno y con poca o ninguna fusión en verano, como en la Antártida, Groenlandia y las zonas más elevadas de las grandes montañas. En la Antártida se han registrado temperaturas del aire de hasta -89,2°C y también allí se alcanzan temperaturas más cálidas de -30 °C, pero la temperatura aumenta con la profundidad como consecuencia del calor geotérmico y de la deformación interna de la masa de hielo en el flujo glaciar (Sugden, 1982).

El hielo cálido se forma cuando hay el suficiente calor para producir la fusión. Durante el verano es normal la fusión en la superficie del hielo. Este agua percola en la masa de hielo y puede volver a helarse, liberando entonces el calor latente, que eleva por cada gramo de agua recongelada 1 °C a 160 g de hielo. Esta puede ser una de las fuentes de calor más importantes. En estas circuns-



**FIGURA 13.7** Variación de la densidad de la neviza con la profundidad en el glaciar Upper Seward (Yukón) de nieve húmeda y en el casquete de Groenlandia (Paterson, 1994).

tancias todo el glaciar puede estar formado por hielo en su punto de fusión bajo presión. En la base del hielo el calor geotérmico suele ser suficiente para elevar la temperatura del hielo a su punto de fusión. Este hielo cálido puede estar en el fondo de glaciares cuyas capas superficiales son de hielo frío (Budd *et al.*, 1970).

Estos tipos de hielo permiten diferenciar **glaciares templados** y **glaciares polares**. Esta clasificación es muy simplista, ya que las condiciones térmicas de los glaciares pueden variar espacial y temporalmente (Sugden, 1977; Paterson, 1994). La Antártida es predominantemente un glaciar polar, pero hay partes que tienen en su base hielo cálido. En los glaciares templados la transformación de neviza a hielo es mucho más rápida que en los glaciares polares. Estas diferencias en las temperaturas del hielo son de extraordinaria importancia en Geomorfología Glaciar, sobre todo en lo relativo a la presencia de una delgada película de agua en los glaciares templados que lubrica el lecho del glaciar facilitando el movimiento del mismo, a la par que este agua subglaciar realiza un importante trabajo erosivo y de sedimentación.

#### 13.1.5.2 Clasificación morfológica

Está basada en la geometría, posición y tamaño de las masas de hielo. Algunas de estas acumulaciones están confinadas por la topografía, mientras que otras no presentan ningún tipo de confinamiento.

Los **casquetes de hielo continentales** están representados por los de la Antártida (Fig. 13.8) y Groenlan-

día. Presentan una forma domática con superficie convexa como respuesta al flujo del hielo. En el centro de la acumulación el hielo es más potente y su superficie buza suavemente, aumentando progresivamente su pendiente hacia los márgenes, donde disminuye de potencia. Estos casquetes fosilizan la topografía infrayacente, aunque en ocasiones el substrato rocoso sobresale de la masa de hielo, denominándose a estos afloramientos **nunataks** (Fig. 13.9).

Las **plataformas de hielo** (Fig. 13.10) son grandes masas que se prolongan sobre el mar alcanzando algunas de ellas extensiones superiores a los 500.000 km<sup>2</sup>, como las plataformas Ross y Filchner-Ronne en la Antártida, que ocupan grandes bahías y tienen una extensión que corresponde al 7% del casquete. El espesor del hielo puede llegar a ser de unos 200 m y el acantantilado alcanzar unos 30 m, produciéndose desprendimientos de **icebergs** (Fig.

13.11) y fusión de su base. La génesis de estas plataformas de hielo fue propuesta, en primer lugar, por Mercer (1968, 1978), que especuló con la polución industrial atmosférica, para desintegrar y producir una liberación catastrófica de hielo al mar, produciendo un ascenso de unos 5 m en un siglo. Otra hipótesis señala que el agua de fusión marina penetra por las cuñas de las crevasses. La penetración del agua y la expansión de agua recongelada puede contribuir a la rotura (Scambos *et al.*, 2000). Estas masas de hielo flotante tienen en su interior partículas de diferentes tamaños, que al fundir el hielo caen al fondo del mar (*dropstones*) (Fig. 13.12). Sobre la superficie del océano queda flotando una masa de hielo poco potente y cuarteada, denominada **banquisa** (*pack ice*) (Fig. 13.13).

Si el tamaño de los domos de hielo es menor de 50.000 km<sup>2</sup> (Sugden y John, 1976) se denominan **casquetes de hielo de montaña o meseta y de llanura**, según la posi-



**FIGURA 13.8** Vista del casquete glaciar antártico, en las proximidades de Ellsworth Mountains. Foto J. López-Martínez.



**FIGURA 13.9** Nunatak en la Sentinel Range, Ellsworth Mountains, Antártida. Foto J. López-Martínez.





**FIGURA 13.10** Plataforma de hielo y mar parcialmente helado en la costa de la Antártida Occidental. Foto J. López-Martínez.



**FIGURA 13.11** Iceberg en el Estrecho de Bransfield, Antártida Occidental. Foto J. López-Martínez.



**FIGURA 13.12** Bloque errático de roca metamórfica, procedente de la Península Antártica, situada al fondo, transportado por un iceberg y desprendido por fusión. En ese momento la marea era alta. Foto A. Martín-Serrano.



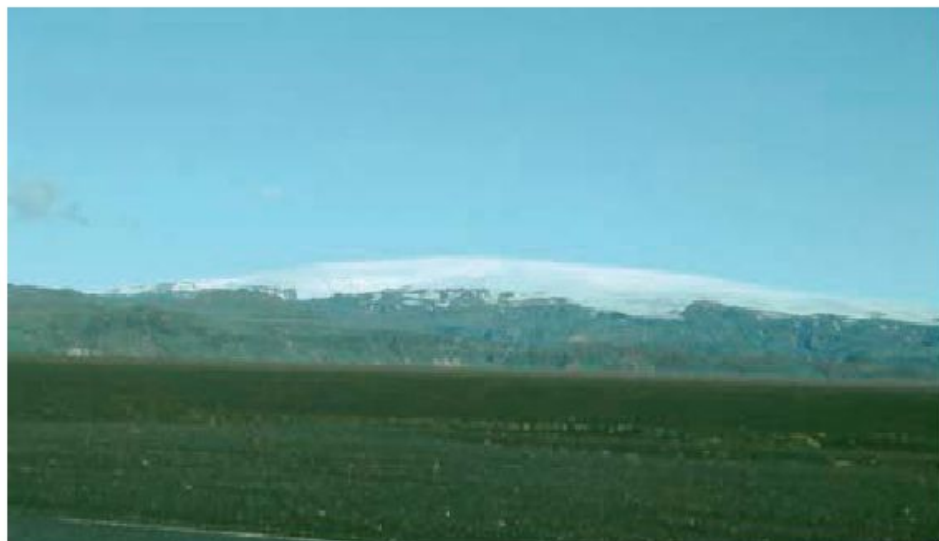
**FIGURA 13.13** Banquisa fraccionada en las proximidades de la Península Antártica. Son visibles algunas focas sobre los bloques de hielo. Foto J. López-Martínez.

ción topográfica que ocupen. El primero se sitúa sobre una zona amesetada (Fig. 13.14); el ejemplo más característico es el casquete de Vatnajökull, en el sureste de Islandia. Los casquetes de hielo de llanura se localizan en áreas de escaso relieve, como el casquete Barnes en el Ártico.

Los **glaciares de circo** se localizan en áreas montañosas en cabeceras de valle (Fig. 13.15). Son masas pequeñas de hielo situadas en anfiteatros, por lo general de paredes escarpadas, de dimensiones hectométricas y potencias de decenas de metros. Durante una glaciación son los primeros que se desarrollan y los últimos que desaparecen.

Los glaciares de valle están confinados lateralmente por paredes rocosas. Si su alimentación se realiza a partir de circos tenemos los **glaciares de valle de tipo alpino** (Embleton y King, 1975a) (Fig. 13.16). Fluyen radialmente desde los grandes macizos y pueden alimentarse por

valles glaciares secundarios. Existe una clara jerarquía que viene dada por la relación entre la anchura del valle y el número de tributarios. La masa glaciar es larga y estrecha y termina en una lengua de hielo. Las pendientes longitudinales son variables. Algunos glaciares superan los 100 km de recorrido. En la actualidad son frecuentes en las altas montañas. En la zona periférica de los casquetes las masas de hielo pueden escaparse del margen dando origen a los **glaciares de valle de tipo salida o escape** (*outlet glacier*) (Figs. 13.17 y 13.18), que son como apéndices que surgen del borde de los casquetes. Cuando el frente de los glaciares de valle está constituido por una extensa llanura el hielo se desparrama por la misma ensanchándose considerablemente, dando lugar a los **glaciares de piedemonte**. El ejemplo más clásico es el glaciar de Malaspina en Alaska, que se extiende como un amplio lóbulo en las llanuras costeras del Pacífico. Constituye la zona de ablación del Glaciar Lower Seward, tiene 600 m de es-



**FIGURA 13.14** Casquete de meseta de Myrdalsjökull (Islandia). Foto F. Gutiérrez.





**FIGURA 13.15** Glaciar de circo de Monte Perdido. Parque Nacional de Ordesa. Sierras Interiores Pirenaicas. Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 13.16** Glaciar de valle de tipo alpino. Glaciar Spegazzini. Patagonia, Argentina. Foto C. Sancho.



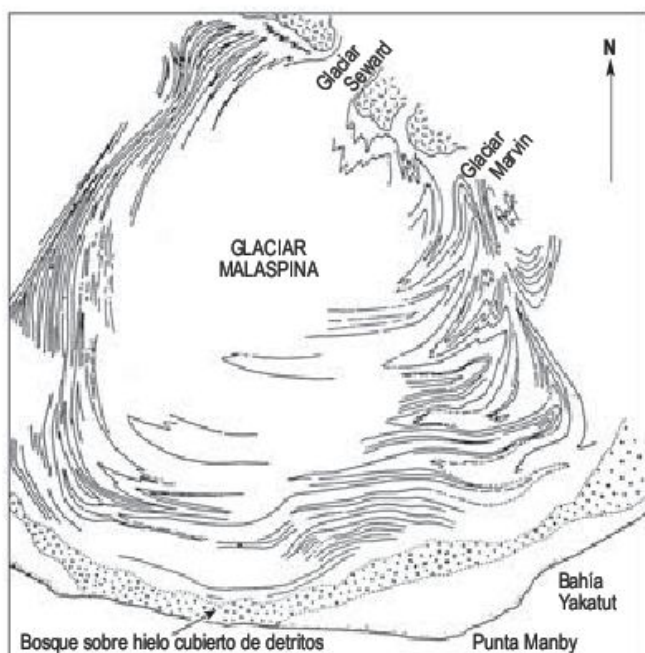
**FIGURA 13.17** Glaciar de valle de salida. Svinafellsjökull (Islandia). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 13.18** Glaciar de valle de salida y banquisa en la Bahía Whisky. Isla de James Ross, al Este de la Península Antártica. Foto A. Martín-Serrano.

pesor y ocupa una gran depresión que alcanza 250 m bajo el nivel del mar (Benn y Evans, 1998). Su flujo compresivo produce una intensa deformación de las morrenas (Sharp, 1958) (Fig. 13.19).

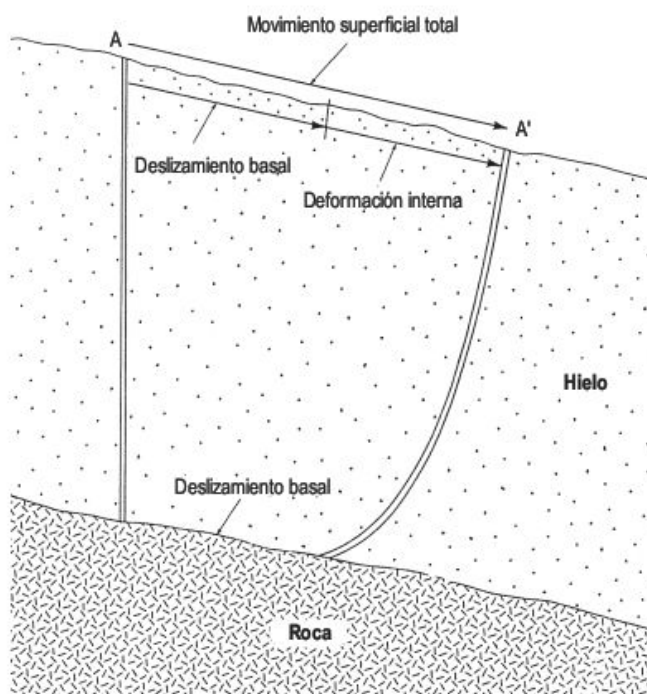
Finalmente, pueden reconocerse otros glaciares controlados por la topografía como los **campos de hielo** que son acumulaciones de superficie plana, que son difíciles en ocasiones de distinguir de los casquetes. Otros pequeños glaciares ocupan pequeñas depresiones topográficas o laderas abruptas de las montañas (**glaciares de nicho o de ladera**).



**FIGURA 13.19** Mapa en el que se observan los pliegues similares desarrollados en el hielo y morrenas del glaciar de Malaspina en Alaska (Sharp, 1958).

### 13.1.6 Movimiento de los glaciares

El hielo es un sólido cristalino que fluye fácilmente por la acción de la gravedad. Este movimiento lleva implícito una transferencia continua de material desde la zona de acumulación a la de ablación. En este flujo se distinguen dos tipos de procesos: la **deformación interna** y el **deslizamiento basal** (Sharp, 1988) (Fig. 13.20). El primero



**FIGURA 13.20** Sección longitudinal de un glaciar en la que se indica cómo un sondeo vertical se deforma al cabo del tiempo. El movimiento total AA' medido en la superficie es la suma de la deformación interna y del deslizamiento basal (Sharp, 1988).



es un flujo por reptación (*creep*) que resulta de la aplicación de un esfuerzo durante un largo tiempo. Los mecanismos de este flujo son el deslizamiento intergranular, la recristalización y el deslizamiento a favor de planos de las redes de los cristales de hielo (Weertman, 1983).

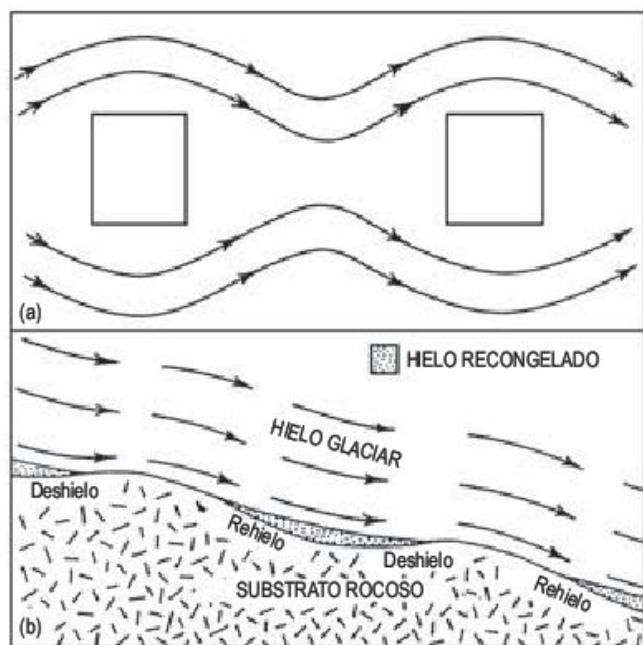
El deslizamiento basal indica el desplazamiento de la masa de hielo sobre su lecho (Weertman, 1957). Este movimiento sobre el fondo implica el proceso de **flujo plástico basal** en el que el hielo fluye rodeando los obstáculos mayores y estos avances pueden tener lugar cualquiera que sea la temperatura del hielo (Fig. 13.21). El otro mecanismo es el denominado **deslizamiento por recongelación**. El fondo del glaciar presenta una superficie rugosa con pequeños umbrales y depresiones de escala centimétrica a métrica. Si el glaciar es de tipo templado, es decir próximo a su punto de fusión bajo presión, puede producirse el deshielo por aumento de presión en la parte del umbral de aguas arriba y una recongelación, al reducir la presión, aguas abajo. Si las protuberancias son muy pequeñas puede producirse una transferencia de calor latente, que facilita nuevos deshielos. En la base del glaciar se reconocen capas de recongelación de hielo claro, laminadas y de pocos centímetros (Kamb y LaChapelle, 1964).

Los glaciares polares presentan escaso deslizamiento basal puesto que están helados hasta el lecho, aunque existe un deslizamiento relativamente rápido próximo a la interfase hielo-roca. En los glaciares templados el deslizamiento basal se ve favorecido por la presencia de una película de agua en el fondo, que reduce la fricción entre el hielo y la roca. Si el sustrato de un glaciar templado

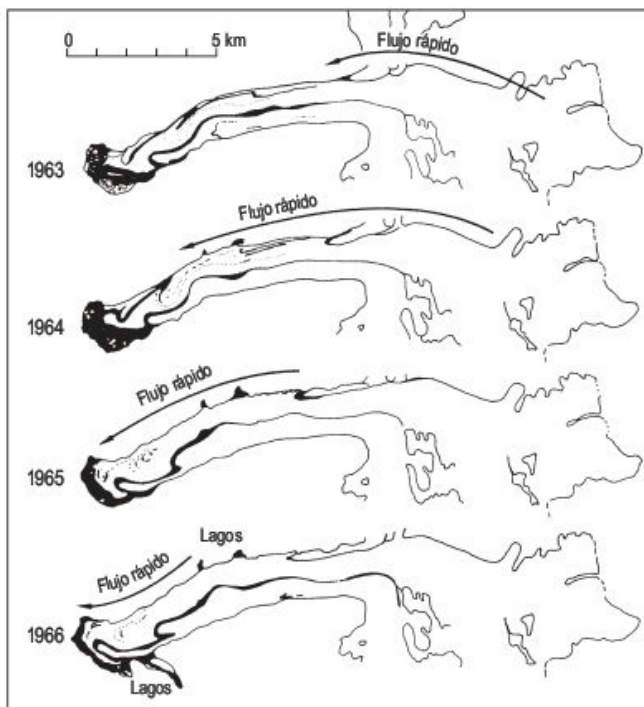
está constituido por sedimentos no consolidados, como morrenas de fondo, estos materiales pueden saturarse de agua y, por consiguiente, aumenta considerablemente la velocidad de deslizamiento basal.

Las velocidades en superficie de un glaciar varían espacial y temporalmente. Las velocidades a lo largo de un glaciar fluctúan entre 3 y 300 m/año, pudiendo alcanzar valores de 1-2 km/año en áreas de paredes abruptas. Las velocidades transversales son máximas en el centro y experimentan una rápida reducción hacia los márgenes como consecuencia de la fricción de las paredes. Los valores en los bordes fluctúan entre 10 y 65% de la dimensión máxima central. Estos cálculos de las velocidades superficiales de un glaciar se obtienen mediante estacas clavadas en el hielo y un teodolito situado en puntos fijos del margen rocoso. Para obtener la velocidad en profundidad se llevan a cabo sondeos (Fig. 13.20) hasta la base y posteriormente se introduce en el conducto un tubo flexible. Mediante un inclinómetro podemos efectuar el seguimiento del movimiento. La velocidad es mayor en la parte superior que en la inferior.

Algunos glaciares de valle experimentan flujos rápidos y anormales en los que la masa de hielo se mueve como una ola a velocidades de hasta cien veces el valor medio y con desplazamientos de hasta 11 km. Se les conoce como **glaciares con flujos espasmódicos** (*surging glaciers*) (Fig. 13.22) en los que sus súbitos movimientos van acompañados de vibraciones e intensos ruidos (Meier y



**FIGURA 13.21** Influencia de las irregularidades del lecho en el flujo del hielo. (a) Proceso de flujo plástico basal, visto en planta (Weertman, 1957). (b) Mecanismo de deslizamiento por recongelación, en sección (Kamb y LaChapelle, 1964).



**FIGURA 13.22** Evolución del glaciar con flujo espasmódico Tikke (Columbia Británica) entre 1963 y 1966, en el que se observan las deformaciones de las superficies de las morrenas (Meier y Post, 1969).

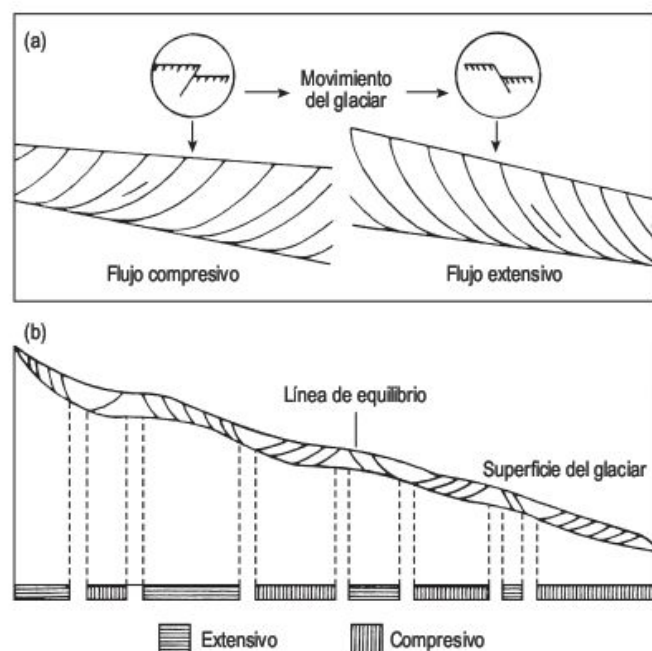


Post, 1969; Sharp, 1988; Clarke, 1991; Dowdeswell *et al.*, 1991; Evans, 2004a). Estas oleadas suelen tener una periodicidad de unos pocos años a varios siglos. El efecto en el glaciar viene dado por la presencia de superficies deformadas caóticas, márgenes intensamente cizallados, grandes cambios en su potencia y morrenas centrales fuertemente replegadas. El intenso cizallamiento en los márgenes del glaciar espasmódico puede producir foliación en el hielo (Pfeffer, 1992). Las causas que motivan estos rápidos flujos se deben a las altas presiones del agua subglaciar, que producen estos avances catastróficos. El desencadenamiento puede estar ligado a actividad sísmica y a modificaciones importantes en la precipitación.

Los regímenes de esfuerzos varían a lo largo de la longitud del glaciar (Fig. 13.23) y se puede diferenciar un **flujo compresivo** cuando se reduce la velocidad del glaciar (Nye, 1952). Los planos de deslizamiento se incurvan en dirección ascendente y a favor de ellos pueden transportarse los detritos hasta la superficie del glaciar. Por el contrario, el **flujo extensivo** se localiza en las zonas en las que aumenta la velocidad del hielo y los planos de cizallamiento se curvan hacia abajo hasta hacerse tangentes al lecho. Este flujo predomina por encima de la línea de equilibrio.

### 13.1.7 Estructuras de los glaciares

La deformación que experimentan las masas de hielo como consecuencia de su movimiento da origen a distintos tipos de estructuras, similares a las que se observan en las rocas deformadas. El análisis de la deformación en los



**FIGURA 13.23** (a) Flujo compresivo y extensivo y planos de deslizamiento. (b) Distribución de los flujos compresivos y extensivos en un glaciar (Nye, 1952).

glaciares es más simple que el de las rocas, ya que únicamente están afectados por la acción de la gravedad (Menzies, 1995a).

En las áreas de acumulación predomina la **estratificación**, que viene marcada por la alternancia de capas de hielo invernal con otras que contienen lodo formadas en el deshielo de verano. Durante el flujo glaciar se origina la **foliación** que es una estructura planar, que se reconoce por un vetado del hielo con bandas alternantes de hielo de color azul claro y de hielo blanco con burbujas de aire; estas últimas son las más abundantes (Sharp, 1988). Estas bandas varían en sus dimensiones desde milímetros a varios metros. La foliación tiene un desarrollo mayor próximo a las paredes de los valles, donde discurre paralela a los afloramientos rocosos. Lejos de los márgenes y cerca de la lengua glaciar se dispone transversalmente a la dirección del flujo del hielo (Rutter, 1965). A veces es difícil distinguir la estratificación de la foliación cuando ésta es paralela a las capas sedimentarias.

Con frecuencia el glaciar aparece plegado y fallado (Hambrey, 1977) y se pueden observar estas estructuras en la superficie del glaciar y en acantilados marginales (Fig. 13.24). Los **pliegues** tienen diferentes tamaños y orientaciones y son muy evidentes en glaciares con flujos espasmódicos (Fig. 13.22) y en algunos glaciares de piedemonte, como el de Malaspina donde se observan grandes pliegues similares que afectan a las morrenas y bandas de hielo (Fig. 13.19).

En las zonas de gran pendiente del glaciar se desarrollan **fallas de gravedad** y deslizamientos rotacionales. En la lengua del glaciar y cuando el avance del hielo es impedido por morrenas se producen planos de cabalgamiento.

Las **ojivas o bandas de Forbes** son capas alternantes que se extienden por la superficie de los glaciares de valle templados (Paterson, 1994). Presentan una disposición arqueada con su convexidad apuntando a la dirección del flujo y esta curvatura es debida a la mayor velocidad del hielo en sus partes centrales (Fig. 13.25). Están espaciadas entre 50 y 200 m. Las bandas de estas ojivas están constituidas por hielo claro y oscuro. Las bandas oscuras están formadas por hielo y lodo con una foliación intensa, originadas por hielo roto mezclado con lodo y nieve y posteriormente comprimido. Las bandas claras muestran menos foliación y contienen hielo blanco rico en burbujas de aire. El modelo que mejor explica la formación de las ojivas en Bas Glacier d'Arolla (Suiza) es el de una lenta variación de las fallas inversas, según propone Posamentier (1978). Según este modelo las múltiples zonas de cizallamiento están formadas y levantadas desde el hielo basal a la superficie del glaciar dando lugar a las bandas oscuras de ojivas (Goodsell *et al.*, 2002). Algunos autores estiman que cada par de bandas tienen un origen anual. En zonas de gradiente abrupta del glaciar el hielo avanza durante el invierno desde la zona de gran pendiente, de extensión longitudinal, al área inferior de intensa compresión, cuando las grietas es-





**FIGURA 13.24** Pliegue en el hielo, puesto de manifiesto por la alternancia de bandas claras y oscuras. Isla Livingston, Islas Shetland del Sur, Antártida. Foto J. López-Martínez.



**FIGURA 13.25** En primer término, ogivas en el glaciar Mer de Glace, macizo del Mont Blanc, Alpes franceses. Foto J. López-Martínez.

taban rellenas de nieve, originándose la banda clara. En el verano, las grietas estaban abiertas y se rellenan de fragmentos de hielo y detritos y al comprimirse se forma la banda oscura (Nye, 1958; Sharp, 1988).

Las **grietas** o **crevasses** (Fig. 13.26) son las estructuras más abundantes de los glaciares y obedecen a esfuer-

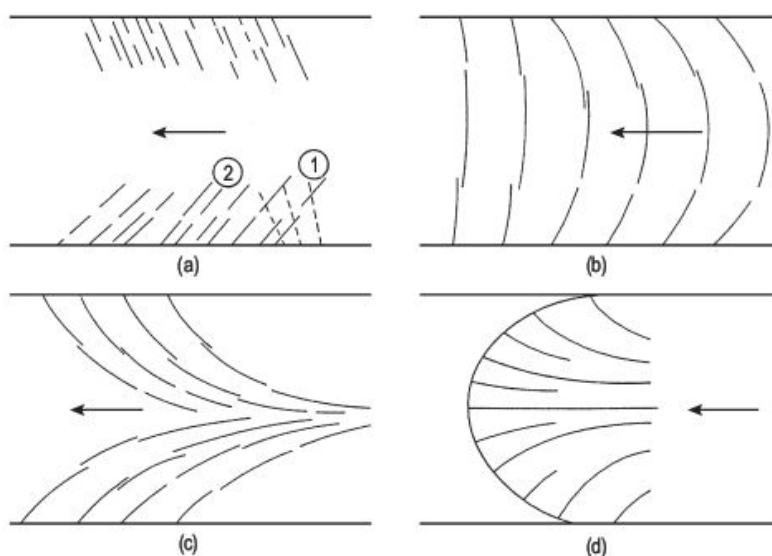
zos tensionales (Menzies, 1995a). Por lo general, son rectas o débilmente arqueadas y subverticales. Su longitud es de decenas a varios miles de metros y su anchura fluctúa desde el milímetro a varios metros. La profundidad máxima es del orden de unos 35 m, ya que por debajo el hielo presenta un comportamiento plástico. Constituyen excelentes vías para la penetración del agua de fusión. Cuando los sistemas de grietas se entrecruzan, la superficie del glaciar se convierte en una masa quebradiza de pináculos dentados denominados **séracs**.

Las grietas glaciares se agrupan en sistemas (Fig. 13.27) (Sharp, 1960); pueden diferenciarse las **grietas marginales** o **en chevron** que se forman por esfuerzos extensivos generados por la mayor velocidad del flujo glaciar en el centro que en el margen, como consecuencia de la fricción con las paredes rocosas. Intersectan con el borde del glaciar con ángulos de unos 45°. Las **grietas transversas** (Fig. 13.28) se localizan en zonas de mayor velocidad, son perpendiculares al flujo y convexas aguas arriba del glaciar. Las **grietas de extensión** se producen cuando el valle glaciar se ensancha o en zonas de umbrales del lecho. Estas grietas se incurvan aguas arriba y forman ángulos menores de 45° con los bordes. En el final de la lengua glaciar se desarrollan las **grietas de extensión radial**. Una vez formados los sistemas de grietas se modifican por el flujo glaciar. Las grietas marginales pueden sufrir una rotación y las grietas transversas y de extensión se van estrechando hasta que finalmente llegan a cerrarse, reconociéndose entonces por una vena de hielo azul.

La **rimaya** (**bergschrand**) (Lliboutry *et al.*, 1976) es la grieta que separa el hielo de la roca en la parte superior de la cabecera del glaciar. El hielo se adhiere a la pared y el resto del glaciar avanza dando origen a estas rimayas. Se sitúan próximas a paredes muy escarpadas (Fig. 13.29) y se prolongan a veces cientos de metros. Con frecuencia, en vez de una única grieta se desarrolla un sistema de grietas.



**FIGURA 13.26** Crevasses en el Glaciar de Worthington (Alaska). Al fondo, glaciar de escape. Foto F. Gutiérrez.

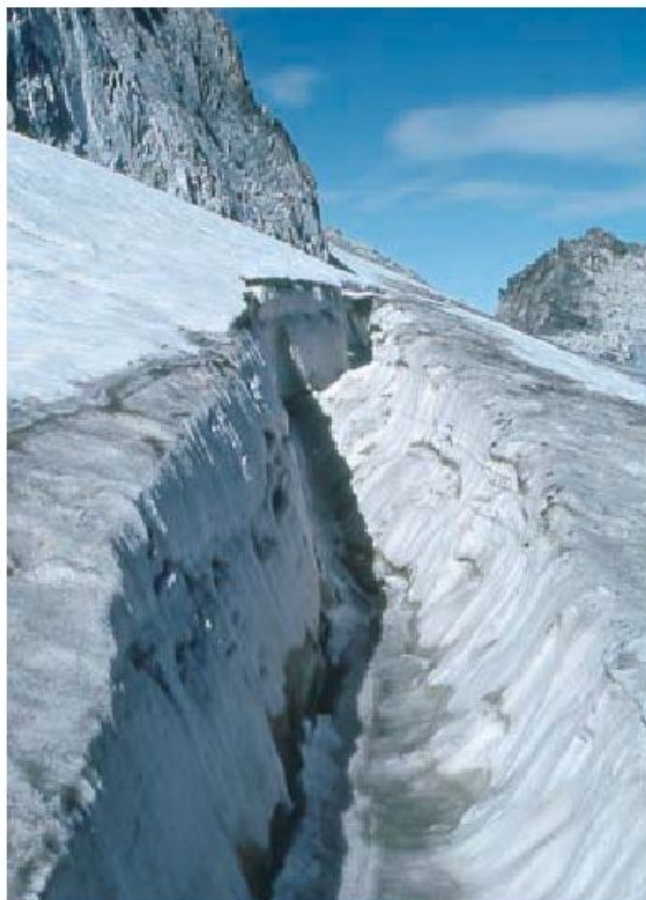


**FIGURA 13.27** Tipos de grietas en glaciares de valle. (a) Marginales (1-grietas antiguas giradas, 2-grietas de nueva formación). (b) Transversas. (c) De extensión. (d) De extensión radial. La flecha indica el sentido del movimiento del hielo (Sharp, 1960).



**FIGURA 13.28** Grietas transversas. Glaciar del Aneto. Pirineo aragonés. Foto F. Gutiérrez.





**FIGURA 13.29** Rimaya en el glaciar del Aneto. Pirineo aragonés. Foto F. Gutiérrez.

## 13.2 Erosión glaciar

Desde muy antiguo es conocida la capacidad del hielo para modificar substancialmente el relieve preexistente. Los conocimientos sobre su acción, a pesar de la gran cantidad de publicaciones sobre esta temática, no son muy profundos y esto surge de la dificultad de estudiar la acción del hielo sobre su lecho, debido a que los mecanismos erosivos de mayor efectividad tienen lugar bajo una potente cobertera de hielo. Se han efectuado algunas investigaciones encaminadas a este fin mediante la perforación de túneles, sobre todo en circos. A esta dificultad de observación hay que añadir la carencia de conocimientos sobre el relieve preglaciar, que impide una estimación adecuada de la cuantificación de la erosión glaciar. Además, a estos obstáculos se une el que las glaciaciones se han superpuesto en el transcurso del tiempo en muchas áreas, con lo cual las interpretaciones se ven aún más dificultadas (Price, 1973).

La acción erosiva glaciar se manifiesta en la interfase hielo-roca (o hielo-depósitos glaciares). Sabemos que los

efectos erosivos del hielo sin movimiento y desprovisto de material rocoso (hielo limpio) son prácticamente despreciables. Para el mismo tipo de hielo en movimiento, si afecta a rocas frescas y poco diaclasadas, el poder erosivo será nulo o muy pequeño, aunque si el material del fondo del glaciar son fragmentos rocosos puede modificar substancialmente su morfología. Los mayores efectos erosivos tienen lugar bajo la acción de potentes glaciares templados, en los que se produce el arranque de fragmentos del lecho glaciar que son movilizados y transportados a un lugar más o menos lejano, pudiendo en su transporte realizar efectos erosivos sobre el material rocoso o suelto de la interfase.

### 13.2.1 Procesos erosivos

Ya hemos señalado que los conocimientos sobre la erosión glaciar no son muy profundos. Normalmente deducimos los procesos por métodos indirectos mediante experimen-



tación en laboratorio o aplicando el método deductivo, tan frecuente en las ciencias de la tierra, en el que a partir de los efectos intentamos clasificar los procesos que han producido las formas de erosión, en este caso glaciares (Goudie, 2004f).

Son muchos los **factores** que afectan a la intensidad de los procesos erosivos glaciares. Pueden englobarse en tres grandes grupos: los inherentes al propio sistema glaciar, los concernientes a las características litológicas y estructurales del sustrato rocoso y los relativos a la geometría de este último (Sugden y John, 1976; Drewry, 1986).

La **importancia del sistema glaciar** viene dada, por una parte, por la temperatura basal del hielo. Cuando la temperatura está próxima al punto de fusión los efectos erosivos son sin duda mucho más importantes; en el caso de glaciares en los que la temperatura basal sea muy baja, la acción erosiva sólo es efectiva si existen detritos en la interfase. Además de la influencia de la temperatura, otro factor de gran incidencia es la velocidad basal de la masa de hielo que afecta a la cantidad de transporte de detritos y, por lo tanto, a la acción erosiva de los mismos y también a la fracturación de la roca mediante la generación de presiones diferenciales. Un factor fundamental dentro del sistema glaciar es la potencia de la masa de hielo, ya que incide en el mecanismo de fricción en la interfase hielo-roca.

Las **características del sustrato rocoso**, tales como dureza de la roca y presencia de planos de discontinuidad (estratificación, diaclasas, pizarrosidad, etc.), afectan sin duda a la acción de los procesos erosivos. Otra variable importante es la permeabilidad del lecho rocoso, ya que condiciona la penetración de las aguas de fusión, con la consiguiente variación en la capacidad erosiva de las mismas y la posible ausencia de ellas de cara a futuras congelaciones.

Finalmente, las características de la **geometría del lecho rocoso**, tales como forma del mismo, rugosidad y pendiente se añaden a los factores anteriormente indicados de cara a las variaciones en la intensidad de los procesos erosivos glaciares.

Se deben considerar no sólo las características del hielo y del sustrato rocoso sino también las modificaciones que experimenta la erosión glaciar en el transcurso del tiempo dentro de una época glaciar. La mayor intensidad de la erosión la encontramos en las primeras etapas de avance del glaciar (Tricart y Cailleux, 1962), en las que el manto de meteorización es fácilmente exportado por las masas de hielo en sus primeros impulsos. Una vez evacuado el regolito, el hielo necesita un mayor esfuerzo para poder erosionar el sustrato no alterado.

Se han efectuado cálculos aproximados sobre las **velocidades de erosión glaciar** (Andrews, 1975). Por un lado, se ha determinado el transporte de material (carga de fondo, suspensión y disolución) por aguas de fusión glaciar próximas a la lengua glaciar, suponiendo que este material se ha originado en el medio glaciar. Por lo tanto, se

pueden hacer cálculos estimativos de la erosión glaciar. Las velocidades medias oscilan entre 1 y 5 m por cada 1.000 años, quizás demasiado altas y haya que dividir las por un factor comprendido entre 2 y 10. Para realizar estimaciones de la velocidad de erosión glaciar para largos periodos de tiempo, se efectúan cálculos teóricos. Estos se han aplicado a circos, valles glaciares y fiordos. Las variables barajadas son el volumen, área y edad de la forma analizada. El volumen se divide por el área y se obtiene la erosión o rebajamiento para el tiempo a que ha estado sometido a la acción del hielo, obteniendo de este modo la velocidad de erosión. Esta para los circos fluctúa entre 5 cm/1.000 años y 40 cm/1.000 años; corresponden los valores más bajos a circos de regiones polares y los más altos a circos del oeste de Escocia. En cualquier caso, estos cálculos se deben considerar como orientativos.

### 13.2.1.1 Tipos de procesos

Los mecanismos de erosión son diversos y pueden diferenciarse los siguientes:

#### 13.2.1.1.1 Abrasión

La acción de desgaste de las rocas por el paso del hielo se manifiesta claramente por sus efectos que vienen representados, entre otros, por las microformas de erosión glaciar tales como estrías, acanaladuras, etc. El proceso de abrasión puede estudiarse en forma directa mediante la ejecución de túneles hasta el contacto con la interfase hielo-roca, por la observación directa en cavidades subglaciares naturales y también, indirectamente, mediante la realización de experimentos de laboratorio en los que se analiza el comportamiento del deslizamiento del hielo para diferentes rocas y circunstancias (Embleton, 1979a). Las condiciones térmicas en la interfase hielo-sustrato (fusión o no) y las propiedades mecánicas del sustrato glaciar (blando o duro) determinan qué procesos pueden ser reactivados (Clarke, 2005).

Dado que el hielo tiene una dureza de 1,5 en la escala de Mohs a 0 °C, es difícil que pueda arañar o desgastar las superficies rocosas sobre las que discurre, debido a que la mayoría de los minerales tiene números de dureza superiores al del hielo, de lo que se deduce que la acción abrasiva se debe a la fricción de los fragmentos rocosos que el glaciar lleva en el contacto con el sustrato rocoso (Sugden y John, 1976).

Se han efectuado cálculos de las **velocidades de abrasión** en numerosos lugares y los valores fluctúan entre 0,001 mm/año para pequeños glaciares y 36 mm/año para un sustrato de caliza cristalina situado bajo el Glaciar Argentièrre bajo un espesor de hielo de 100 m y una velocidad del glaciar de 250 m/año (Boulton, 1974). Esta última cifra quizás sea muy elevada, debido a que no se ha tenido en cuenta el proceso de disolución de la caliza, que es muy importante en aguas frías.



Los factores que afectan al **proceso de abrasión** podemos agruparlos en dos grandes grupos: los inherentes a los **fragmentos transportados y características del sustrato rocoso** y los relativos a las particularidades de la masa de hielo (Menzies, 1995b; Menzies *et al.*, 2002). No cabe duda de que el hielo limpio, debido a su dureza, no ejerce efectos abrasivos sobre el lecho rocoso; por el contrario, el hielo en la interfase presenta arañazos y oquedades que señalan la acción de desgaste del fondo rocoso sobre el mismo. El proceso de abrasión necesita para su acción de la presencia de fragmentos rocosos en la base del glaciar. En casquetes y glaciares polares la acción de la abrasión es muy pequeña, debido en parte a la casi carencia de fragmentos en la masa de hielo. En algunos sondeos de más de dos mil metros sólo se han registrado escasos metros en los que existen contenidos significativos de detritos, aunque en sondeos realizados en Groenlandia (Herron y Langway, 1979) y en la Antártida (Gow *et al.*, 1979) aparecen abundantes detritos en el hielo basal de estos casquetes. Por el contrario, la mayor cantidad de material transportado en glaciares templados trae como consecuencia una acción abrasiva mucho más importante, aunque no sólo hay que tener en cuenta en estos glaciares el factor de contenido en fragmentos de cara a la intensidad de la abrasión. Otra circunstancia importante viene dada por la dureza relativa del fragmento con respecto a la del sustrato rocoso (Drewry, 1986). Es obvio que una mayor dureza de los fragmentos se manifiesta en un gran potencial abrasivo. Además de estos factores hay que señalar el de las características morfológicas de las partículas. La constante fricción de los fragmentos entre sí y con el lecho rocoso trae consigo la disminución de la angulosidad y como consecuencia un descenso de la abrasión. Esta menor efectividad del proceso puede verse subsanada con un nuevo suministro de partículas o bien con la rotura de los fragmentos previamente desgastados. Los procesos erosivos existentes en la interfase hielo-roca producen un material fino que, en algunos casos, se interpone entre la masa de hielo y el lecho rocoso dificultando la acción de la abrasión; en estas circunstancias la presencia de aguas subglaciares favorece la exportación de esta película de «harina glaciar». También hay que considerar la permeabilidad del sustrato rocoso, pues la presencia de agua en la interfase trae como consecuencia un aumento de la velocidad de flujo y ésta, a su vez, es un factor que influye en la abrasión, como se señalará a continuación.

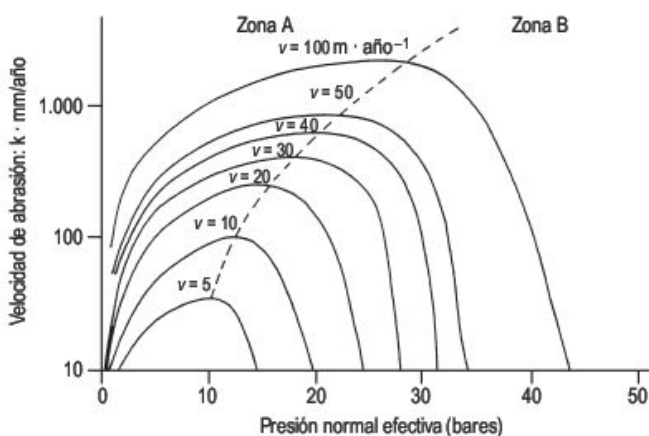
El otro grupo lo podemos denominar **factores glaciológicos** (Embleton, 1979a). Si las temperaturas existentes en el hielo basal son muy bajas se produce una adherencia entre el lecho y el hielo glaciar, con lo cual son necesarios esfuerzos muy importantes para que tenga lugar el deslizamiento. Si a esto añadimos que bajo estos regímenes de temperatura la proporción de fragmentos es muy pequeña o nula, como se indicó con anterioridad, los efectos abrasivos serán prácticamente despreciables. La velocidad del flujo basal es un factor de considerable importancia pues

condiciona el número de partículas que discurren por el contacto hielo-roca en un punto; por consiguiente, a mayor velocidad es de esperar un poder abrasivo mayor. La potencia de la masa de hielo ejerce una influencia considerable. Una partícula situada en el contacto hielo-roca está sometida a una presión que viene dada por el peso de la columna de hielo y fragmentos que soporta. Para una velocidad determinada, la intensidad de la abrasión aumenta con el aumento de la presión (Boulton, 1974), o lo que es lo mismo de la potencia de hielo, hasta un cierto umbral en el que la fricción entre el fragmento y el sustrato rocoso retarda el avance del fragmento, con lo que el hielo fluye por encima del mismo en vez de arrastrar a la partícula a la misma velocidad a la que él se desplaza. (Fig. 13.30). De la gráfica se deduce que existen dos zonas: una A, en la que la abrasión aumenta con el incremento de la presión y una zona B, en la que la abrasión disminuye con un nuevo aumento de presión, hasta llegar a un punto en el que es nula.

### 13.2.1.1.2 Fracturación

Bajo este título incluimos tanto las fracturas generadas por la acción del hielo como las existentes antes del paso del glaciar. Es difícil, en algunos casos, precisar si el origen de las diaclasas es preglaciar o bien es un proceso debido estrictamente a la acción del hielo.

Ya hemos indicado que los fragmentos rocosos existentes en la base de la masa de hielo pueden arañar y acanalar el lecho, pero también pueden producir fracturación en el sustrato y extraer esquirlas del mismo al ejercer una presión sobre el material rocoso. Este proceso se manifiesta básicamente por la generación de hendiduras de fricción.



**FIGURA 13.30** Velocidades de abrasión teóricas y presión normal efectiva para distintas velocidades del hielo. En la zona A la abrasión aumenta con el incremento de presión y en la zona B disminuye hasta llegar a ser nula, produciéndose la sedimentación de las partículas.  $k$ , es un valor que depende de la dureza relativa de los fragmentos, del sustrato rocoso y de la cantidad de detritos (Boulton, 1974).

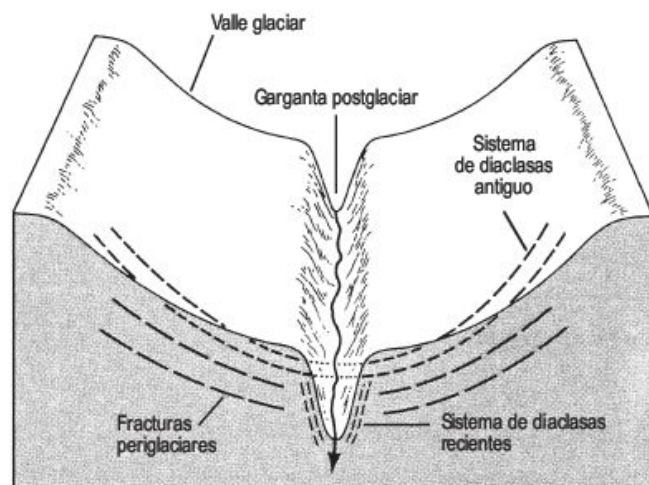


Los valores medios de cizallamiento basal obtenidos oscilan en torno a 1 bar (Embleton, 1979a). La fracturación se ejerce fundamentalmente por la acción de fragmentos basales sobre el lecho rocoso. Donde los fenómenos de fracturación basal se manifiestan con mayor intensidad es en las zonas de contrapendiente del flujo glaciar. Por otra parte, no hay duda de que el régimen térmico de los glaciares ejerce una influencia muy considerable en el proceso de fracturación glaciar, pues son necesarios grandes esfuerzos de cizallamiento en el caso de glaciares polares, ya que el contacto hielo-roca permanece como una unidad debido a su estado de congelación.

Un factor de indudable importancia es el del estado del material antes de que el hielo avance sobre el mismo. Así el **desfonde periglacial** señala la incidencia que tienen los procesos periglaciares en la preparación de material fácilmente exportable con el posterior avance del hielo (Boyé, 1949).

En el clásico trabajo llevado a cabo en el Valle de Yosemite (Matthes, 1930) se analiza la importancia del **lajamiento** en la evacuación del material por arranque. En ellos se indica que el espaciado óptimo del diaclasado para la movilización oscila entre 1,5 y 7,5 m. A veces es difícil precisar si el origen de este diaclasado topográfico es preglaciar o bien si se ha generado, por pérdida de carga, después de la desaparición de una columna importante de hielo. En ocasiones se producen dos sistemas de lajamiento en épocas distintas que pueden cruzarse (Kiersch, 1983), siendo las zonas de entrecruzamiento áreas de debilidad (Fig. 13.31). En cualquier caso, el lajamiento ejerce una influencia considerable en el control del modelado.

Las diaclasas existentes, sean de uno u otro origen, son vías de penetración de agua subglaciar; si, con posterioridad, tiene lugar la congelación de este agua intersticial se produce el proceso de **crioclastia** que da lugar a la rotu-



**FIGURA 13.31** Sistemas de lajamiento en las rocas del Valle de Vaiont. El sistema antiguo se desarrolló con posterioridad al relleno del glaciar y el más reciente se originó en una estrecha garganta incidida por el río (Kiersch, 1983).

ra de la roca. Simplemente son necesarias débiles oscilaciones de temperatura en torno al punto de congelación para que este mecanismo sea eficaz. La crioclastia parece manifestarse en los circos glaciares donde el agua de fusión penetra por la rimaya. Obviamente, a escala de las fluctuaciones climáticas, este proceso puede ser importante en las diferentes oscilaciones del glaciar.

Otra circunstancia de gran interés, aducida sobre todo por los investigadores que se preocupan de la génesis del modelado a partir de la evacuación de potentes **perfiles de meteorización** (Bakker, 1965; Thomas, 1994a), es la presencia de regolitos de potencia variable generados con anterioridad a las glaciaciones. La existencia, en algunas regiones, de este material fácilmente erosionable por el hielo hay que tenerlo muy en cuenta en la interpretación del modelado erosivo glaciar y en la cuantificación de la erosión por el hielo. Estimamos que esta circunstancia debe tenerse presente en el estudio del modelado glaciar en el Sistema Central Ibérico, dado que en este área son frecuentes la presencia de potentes alteritas, generadas sin duda en tiempos anteriores al Cuaternario (Gutiérrez Elorza y Rodríguez Vidal, 1978; Molina y Blanco, 1980).

En cualquier caso, la fracturación del sustrato rocoso, bien heredado o de origen glaciar, es junto con la disponibilidad de material suelto preglaciar un factor de extraordinaria importancia en la erosión glaciar.

### 13.2.1.1.3 Evacuación de detritos

Cuando el glaciar desliza sobre su lecho, la velocidad de movilización de las partículas depende fundamentalmente del tamaño y forma de las mismas y de la rugosidad del sustrato. Para la movilización del fragmento es necesario que la fuerza de tracción supere a la resistencia a la fricción (Sugden y John, 1976). Para que la acción de la erosión sea más efectiva es necesaria la evacuación de los fragmentos existentes en el sustrato, generados en los procesos anteriormente señalados. De esta forma la roca expuesta puede ser sometida a los mecanismos de erosión glaciar. También hay que tener en cuenta que una parte de la exportación de detritos se realiza por aguas de fusión subglaciares (Hallet, 1979; Drewry, 1986); esta circunstancia es significativa en el caso de glaciares templados y despreciable en glaciares polares. Otra forma de movilización del material de fondo, en glaciares templados, es por opresión de la masa de hielo sobre fragmentos y partículas de pequeño tamaño, empapadas en agua y situadas en el contacto roca-hielo, que fluyen hacia áreas de menor presión.

## 13.2.2 Modelado de erosión glaciar

La acción de los procesos de erosión glaciar trae como consecuencia la generación de diferentes formas debidas a la acción de las masas de hielo. Estas aparecen reflejadas en la clasificación de las formas de erosión glaciar de la Tabla 13.2 (Sugden y John, 1976). Es difícil llevar a



**TABLA 13.2** Clasificación de las formas de erosión glaciar (modificada de Sugden y John, 1976).

Proceso	Tipo de relieve	Forma de relieve	ESCALA									
			Micro									Micro
			m <sup>-2</sup> (1 cm)	m <sup>-1</sup> (10 cm)	m <sup>0</sup> (1 m)	m <sup>1</sup> (10 m)	m <sup>2</sup> (100 m)	m <sup>3</sup> (1 km)	m <sup>4</sup> (10 km)	m <sup>5</sup> (100 km)	m <sup>6</sup> (1.000 km)	m <sup>7</sup> (10.000 km)
Flujo areal del hielo	Prominencia	Alineado	← Lomo de ballena →				← Espolón alineado →				Paisaje de erosión areal	
			← Drumlin rocoso →									
	Parcialmente alineada	← Roca aborregada — Flyggberg →										
	Depresión	Alineada	← Estría →		← Acanaladura →							
		← Forma P →										
		Parcialmente alineada	← Cuenca rocosa →									
Flujo lineal en canal rocoso	Depresión	Alineada					← Valle →				Paisaje de erosión lineal en casquetes de hielo	
							← Valle alpino →					
Integración glaciar y periglacial	Depresión						← Circo →				Paisaje de glaciares de valle	
	Prominencia						Cumbre residual o ← horn →				Paisaje de nunataks	

cabo una clasificación de este modelado, en la que se hace necesaria una cierta dosis de subjetividad. En esta clasificación se tiene en cuenta los tipos de procesos actuales, en el que se diferencia el flujo areal del hielo en el que este discurre sin ningún tipo de confinamiento, flujo lineal en canales rocosos y una tercera diferenciación de procesos corresponde a la interacción de la actividad glaciar y periglacial. Otra variable que se utiliza para la diferenciación se basa en que la forma resultante esté en posición elevada o deprimida. También se emplea como norma de clasificación la morfología alineada o parcialmente alineada de la forma generada. Todos estos criterios se sitúan en el eje de ordenadas y en el de abscisas se coloca una escala logarítmica de tamaños.

Como veremos alguna de las formas son de dudosa interpretación, ya que existen marcadas discrepancias sobre si se han generado por la acción erosiva del hielo o por aguas subglaciares, o incluso por la acción combinada de procesos específicos de cada uno de estos medios, que están en íntima conexión. Por lo tanto, es difícil efectuar en muchos casos una clara distinción entre erosión glaciar y fluvio-glaciar.

La mayoría de los tratados diferencian dos grandes categorías para el modelado de erosión glaciar, dividiéndolos en formas menores y mayores. Esta distinción no es muy real dado el amplio intervalo dimensional que ocupan algunas de ellas.

### 13.2.2.1 Estrías, acanaladuras y pulido glaciar

El rozamiento de las partículas en movimiento, existentes en la base del glaciar, sobre el lecho rocoso produce acciones erosivas en el mismo que se manifiestan por arañazos,

formas acanaladas y pulido de la superficie rocosa del substrato. Esta acción trae consigo la extracción de partículas del fondo rocoso que se incorporan al medio glaciar.

Una de las formas más frecuentes son las **estrías** (Fig. 13.32), que son finos surcos alineados no superiores al metro de longitud y de pocos milímetros de anchura y pro-



**FIGURA 13.32** Estrías glaciares. Fuerte de Santa Elena. Cabecera del río Gállego. Pirineo Aragonés.



fundidad. Las estrías se desarrollan más fácilmente en rocas de grano fino y desaparecen al quedar expuestas a los agentes de meteorización. En las calizas esta desaparición es muy rápida debido a la disolución. Así, en las vertientes del pavimento calizo de Ingleborough, estrías aflorantes por la evacuación de till glaciar, quedan borradas al cabo de unos diez años (Sweeting, 1966). No sólo es el sustrato rocoso el que presenta estrías, sino que también se observan en fragmentos de till glaciar. De este modo, la existencia de cantos estriados puede ayudar, aunque con reservas, en la interpretación del origen de depósitos problemáticos (Tricart y Cailleux, 1962). Esta precaución hay que mantenerla, ya que pueden producirse estrías por otros procesos distintos, como son avalanchas, coladas de barro, corrientes subglaciares, etc. Las estrías son más frecuentes en las áreas de contrapendiente, pero pueden aparecer incluso en paredes verticales. Al microscopio las estrías están constituidas por numerosas fracturas crecientes (Iverson, 1995). Indican dirección, pero no sentido del movimiento del flujo glaciar; a veces, se observan varias direcciones o sistemas de estrías que se entrecruzan. Las irregularidades morfológicas del sustrato pueden explicar las variaciones direccionales; también pueden indicar varias etapas glaciares o fases de avance del hielo. En cualquier caso, y sobre todo en el estudio de los grandes casquetes glaciares, es fundamental el análisis estadístico de cientos de estrías para obtener datos fehacientes de la dirección del flujo glaciar para una época determinada.

Otro tipo de modelado son las **acanaladuras** (Fig. 13.33). Son surcos de dimensiones variables producidos en las rocas superiores al metro de longitud. En el valle del Rfo Mackenzie, al noroeste de Canadá, aparecen unas acanaladuras gigantes cuyas dimensiones pueden alcanzar 12 km de longitud, 30 m de profundidad y 100 m de anchura (Smith, 1948). La dirección de las mismas es acorde con la del flujo glaciar deducido a partir de otras formas, aunque una génesis estrictamente glaciar es difi-

cil de comprender. Así como las estrías parece ser que se originan por el rozamiento de partículas de tamaño limo o arena sobre la roca, las acanaladuras deben su origen a la acción de grandes fragmentos individuales o agrupados. Pero no solo pueden generarse de esta forma el acanalamiento sino que muchos autores aducen la acción de corrientes subglaciares o una morfología preglaciar parecida, en la que únicamente se enfatizan sus rasgos.

La acción de la abrasión constante produce el **pulido glaciar** (Fig. 13.34). Observada con una lupa o al microscopio, una roca pulimentada glaciariamente presenta su superficie surcada por finos arañazos, que corresponden a pequeñas estrías. Este pulido es más manifiesto en rocas de grano fino. Desaparece prontamente al estar expuesto a los agentes de meteorización.

### 13.2.2.2 Hendiduras de fricción y formas P

Son formas menores ligadas a la acción de los glaciares que se manifiestan por fracturación de la roca o concavidades en la misma, pudiendo o no haber tenido lugar extracción de material del sustrato rocoso.

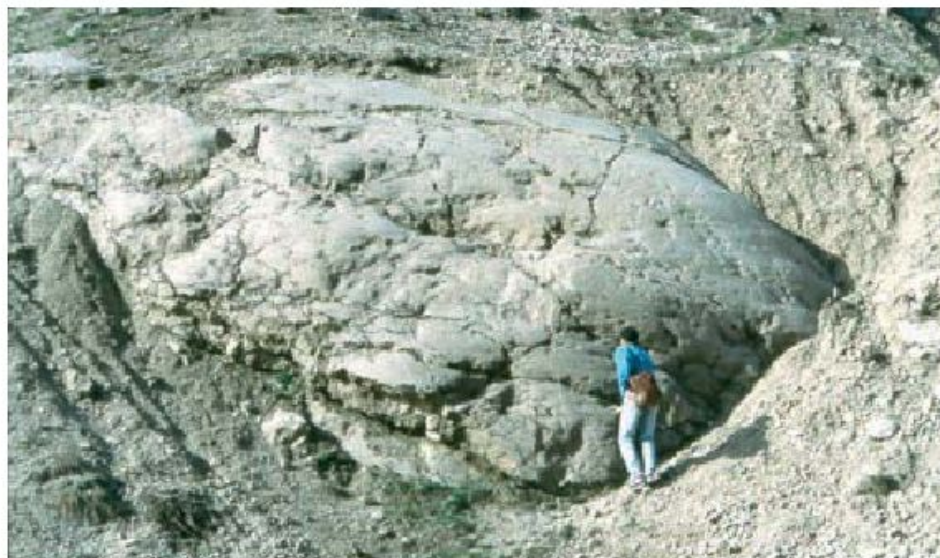
Los trabajos más clásicos en los que se plantea tanto la diferenciación como el origen de las hendiduras de fricción se deben a Gilbert (1906), Harris (1943) y Dreimanis (1953). Las **hendiduras de fricción** se desarrollan mejor en rocas de grano medio, en las que las estriaciones y el pulido son menos manifiestas. Normalmente aparecen en rocas duras y frágiles tales como granito, basalto, cuarcita, etc. Se diferencian cuatro tipos que aparecen señalados en Embleton y King (1975a) (Fig. 13.35):

- i) **Fractura en media luna** (Fig. 13.35a), en la que los cuernos apuntan hacia abajo del movimiento del hielo. Está formada por dos fracturas, una de bajo ángulo y otra subvertical; la intersección de las dos da lugar a una laja de roca.

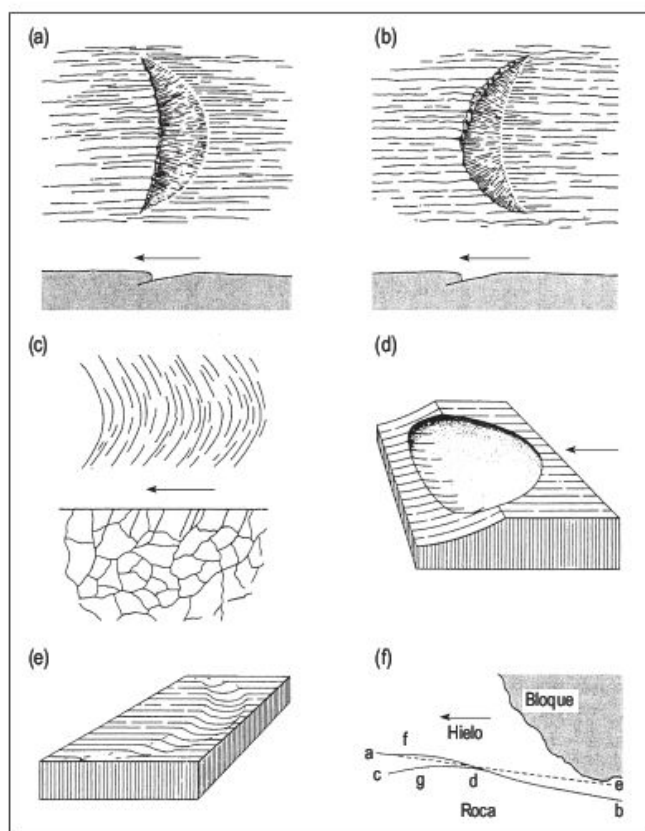


**FIGURA 13.33** Acanaladuras y estrías glaciares en el valle de Rongbuk, macizo del Everest, Tibet. Foto J. López-Martínez.





**FIGURA 13.34** Pulido glaciar y fill. Passo de Pordoi (Dolomitas, Italia).



**FIGURA 13.35** Hendiduras de fricción y sichelwannen (según varios autores, en Embleton y King, 1975). La flecha horizontal indica el sentido de movimiento del hielo. (a) Fractura en media luna (planta y sección); (b) muesca creciente (planta y sección); (c) fracturas crecientes (planta y sección); (d) fractura conoidea; (e) sichelwannen; (f) formación de una muesca creciente. a-d-e, superficie original de la roca; a-f-d-b, superficie deformada de la roca por presión transmitida a partir del bloque incluido en el hielo; c-g-d, fractura conoide; f-g, fractura secundaria formada cuando la cuña de roca f-g-d se rompe.

- ii) **Muesca creciente** (Fig. 13.35b; Fig. 13.36), los cuernos se dirigen en sentido contrario al flujo del hielo. Su tamaño fluctúa entre 2 cm y 2 m. Suelen presentarse en sistemas de dos a seis y por lo general una detrás de otra. También tienen las dos fracturas antes citadas.
- iii) **Fracturas crecientes** (Fig. 13.35c) son cóncavas flujo abajo del glaciar y están constituidas por fracturas subverticales. En estas no se produce extracción de lajas como en las dos anteriores.
- iv) **Fractura conoidea** (Fig. 13.35d) en la que el plano de fractura es cóncavo hacia arriba.

Todos estos tipos se encuentran con más frecuencia en zonas de contrapendiente. Las hendiduras de fricción al ser mayores que las estrías se conservan más fácilmente, ya que resisten más tiempo los efectos de la meteorización y erosión. La perpendicular a las formas de media luna nos indica la dirección del flujo del hielo. El sentido puede determinarse por la inclinación de la fractura de menor ángulo que buza hacia abajo del glaciar. Esta regla, señalada por Gilbert (1906) y Harris (1943), no se cumple siempre, ya que hay muchos casos descritos en la literatura que lo contraponen.

En general, se está de acuerdo que las hendiduras de fricción resultan de la opresión de un bloque sobre el substrato rocoso (Fig. 13.35f). Esta presión es mayor en las áreas de contrapendiente (Boulton, 1974), de ahí la mayor abundancia de este micromodelado en estas zonas. Parece ser que al principio se produce una deformación elástica seguido de la rotura, generándose una fractura conoide. La fractura vertical que corta a la de baja inclinación se origina con posterioridad al avanzar el bloque. Este tipo de hendiduras se han reproducido experimentalmente utilizando un cuchillo o una bola de acero sobre vidrio.

Las **formas P**, o superficies esculpidas plásticamente (Dahl, 1965; Gray, 1981), se encuentran sobre áreas que han





**FIGURA 13.36** Muescas crecientes. Umbral del circo de Gerber. Pirineo leridano.

estado sometidas a la acción de los hielos. Son formas menores que no superan nunca los 20 m de tamaño. La forma más abundante es el **sichelwannen** (Fig. 13.35e) que es una depresión en forma de media luna modelada en rocas duras, cuyos cuernos apuntan hacia abajo del flujo del hielo. Pueden encontrarse en superficies con cualquier inclinación. Otro tipo son las **formas caveto**, que son canales de bordes abruptos (a diferencia de las acanaladuras) de hasta medio metro de profundidad y que se encuentran sobre superficies escarpadas. En asociación con estas formas aparecen acanaladuras, cubetas, marmitas y canales curvados y sinuosos (Kor *et al.*, 1991). Su origen es muy controvertido. La hipótesis más admitida es la que explica este micromodelado como debido a la acción de aguas subglaciares bajo presión. No obstante, otros autores defienden la idea de procesos de abrasión (hielo basal cargado de detritos) o bien la acción erosiva producida por la emigración por opresión de till basal saturado de agua (Gjessing, 1965; Gray, 1981).

### 13.2.2.3 Rocas aborregadas y otras formas

Las **rocas aborregadas** (*roches moutonnées*) son colinas alineadas, por lo general agrupadas, asimétricas, con la vertiente de menor pendiente con frecuencia pulida y estriada y la otra constituida por una superficie irregular y fragmentada, a veces escarpada. Esta disposición que se mantiene constante indica el sentido del movimiento del hielo, dirigiéndose éste del lado de menor pendiente al de mayor inclinación (Fig. 13.37). Estas formas se desarrollan mejor en rocas cristalinas y son muy frecuentes en áreas que han estado cubiertas por casquetes de hielo y también en umbrales de circos. Su tamaño es muy variable, desde menos de un metro hasta centenas de metros, llegando a alcanzar en el caso de los **flyggbergs** dimensiones kilométricas y alturas de cientos de metros. En las formas mayores pueden encontrarse rocas aborregadas de menor tamaño dentro de ellas.



**FIGURA 13.37** Rocas aborregadas. Tollstringen. Macizo de los Trolls (Noruega).



No está claro el origen de estas formas. En algunos casos (Matthes, 1930; Sugden *et al.*, 1992) se señala la importancia del espaciado del diaclasado en la generación de este tipo de modelado (Fig. 13.38), aunque hay muchos casos que no se ajustan a esta regla. Otros, como Carol (1947), explican el lado abrupto de la roca aborregada como debido a la acción del proceso de crioclastia, en hielo a temperatura de fusión (Fig. 13.39). En estas circunstancias al pasar por una protuberancia aumenta la presión y el hielo pasa a un estado semiplástico; en el lado de mayor inclinación disminuye la presión y el agua de fusión se congela de nuevo, rompiendo la roca. Estas observaciones fueron realizadas en una cavidad subglaciar. No obstante, como señalan Embleton y King (1975a), cabe preguntarse si las rocas aborregadas solo se forman bajo hielo templado como señala la hipótesis de la crioclastia subglaciar.

Se reconocen otro conjunto de formas relacionadas o asociadas con las rocas aborregadas. Los **lomos de ballena**, **drumlins rocosos** y **espolones alineados** son formas más o menos alargadas de vertientes suavizadas. Los tamaños aparecen reflejados en la Tabla 13.2. En los lomos de ballena parece que el diaclasado regula el límite entre las colinas. Los drumlins rocosos aparecen a veces asociados con campos de drumlins elaborados en material glaciar. Se duda de que los espolones alineados sean debidos a acción glaciar, pero el suavizado de sus vertientes junto con el paralelismo de su dirección con la del flujo glaciar, inclinan a situar este modelado como de erosión glaciar.

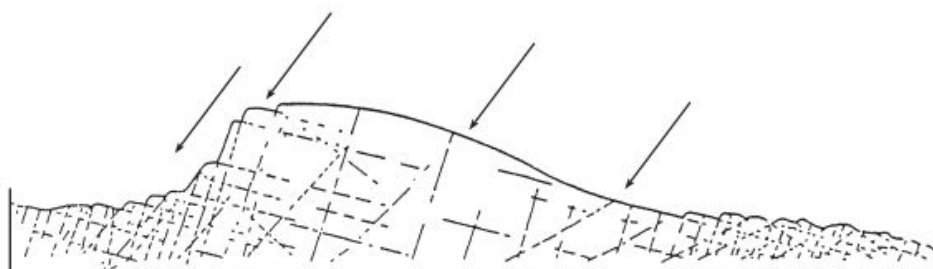
Las formas anteriormente descritas constituyen todas ellas relieves positivos, pero es bien sabido que un paisaje de erosión glaciar está salpicado de lagos de diferente tamaño, que en una gran parte de los casos se trata de **cuenca rocosas**. La morfometría de las mismas es muy variable y la estructura juega un papel importante tanto en su morfología como en su génesis. Su origen puede deberse a irregularidades anteriores al paso del hielo, que la acción del mismo perpetúa y enfatiza; otras veces son los procesos de erosión glaciar los que generan estas depresiones cerradas.

#### 13.2.2.4 Circos

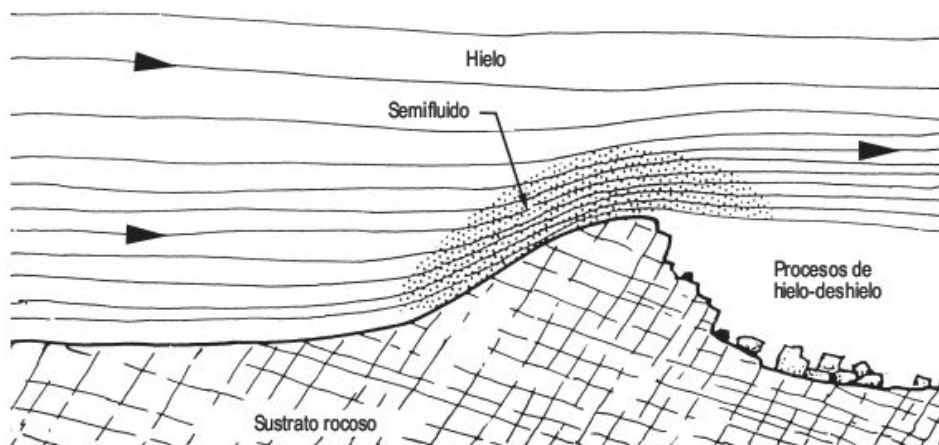
Los circos son, junto con los valles glaciares, las formas más espectaculares de la erosión glaciar. Los tratados de Geomorfología Glaciar señalan que la palabra *cirque* fue utilizada por primera vez en los Pirineos por Jean de Charpentier en 1823. Por otra parte, existen diferentes denominaciones de circo en distintas lenguas y países. Podemos considerar al circo glaciar como una depresión semicircular o semi-elíptica dominada por laderas abruptas y que está o ha estado ocupada por el hielo (Fig. 13.40). Algunos autores consideran en su definición como característica la existencia de una cuenca rocosa, pero no todos los circos presentan esta forma.

La presencia de una cuenca rocosa lleva consigo la existencia de un umbral a la salida del circo, que a veces es rocoso o bien está constituido por till glaciar. Las paredes del circo suelen presentarse fragmentadas y rotas, a diferencia de la superficie basal que, por lo general, está suavizada y presenta formas menores de erosión glaciar.

**FIGURA 13.38** Perfil longitudinal de una roca aborregada en la que se muestra la influencia del diaclasado en su forma. Las flechas indican la dirección del empuje del hielo (Matthes, 1930).



**FIGURA 13.39** Procesos actuantes en la génesis de una roca aborregada (adaptada de Carol, 1947).







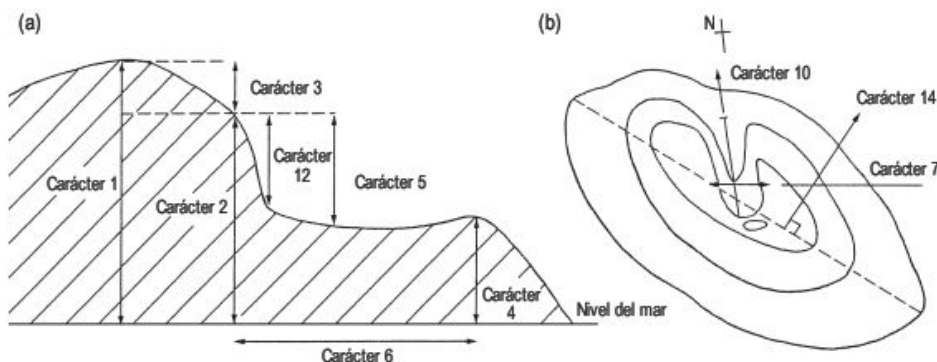
**FIGURA 13.40** Circo glaciar y cordón morrénico, elaborado sobre materiales del Cretácico inferior, en la cabecera del Valle del Miera (Cantabria).

Las dimensiones de los circos son muy variadas y fluctúan entre las decenas de metros hasta anchuras kilométricas. El circo de mayor tamaño conocido es el Circo Walcott, en la Antártida, de 16 km y paredes de unos 3.000 m de altura (Price, 1973). El tamaño depende de muchas variables, tales como la duración de la glaciación, características estructurales y litológicas del macizo rocoso sobre el que se emplaza el circo, etc. (Embleton y King, 1975a). La forma también es función, entre otras, de esta última característica.

La **morfometría** de un circo se precisa con bastante detalle mediante un conjunto de caracteres que aparecen parcialmente expresados en la Fig. 13.41 (Andrews y Dugdale, 1971). El propio Andrews (1975) señala otro valor, el de la cotangente del ángulo que forma el umbral del circo con el techo de la pared final, que nos indica la intensidad de la erosión glaciar. Otro índice es el grado de occlusión (Evans, 1969) que se define como el número de

grados de la curva de nivel más larga y que para  $180^\circ$  señala que las paredes del circo son paralelas. Además de estos valores se han propuesto otros parámetros para precisar las características morfométricas de un circo. En general, estos valores carecen de precisión, ya que se toman a partir de mapas topográficos y, en algunos casos, entra en juego para algunos parámetros la subjetividad del investigador. No obstante, como indica Andrews (1975), «el análisis morfológico de los circos puede proporcionar una gran información acerca de los procesos de erosión en el circo, aunque solo sea de tipo deductivo: la morfología es una respuesta a los procesos ...».

Para comprender mejor los **procesos** que han dado lugar a su forma, es necesario entender, entre otros, la estructura y movimiento del hielo en los circos glaciares. Las observaciones más precisas fueron realizadas por McCall (1960) en los estudios efectuados en un pequeño glaciar de circo, Vesl-Skautbreen (Noruega). Se perforaron dos tú-

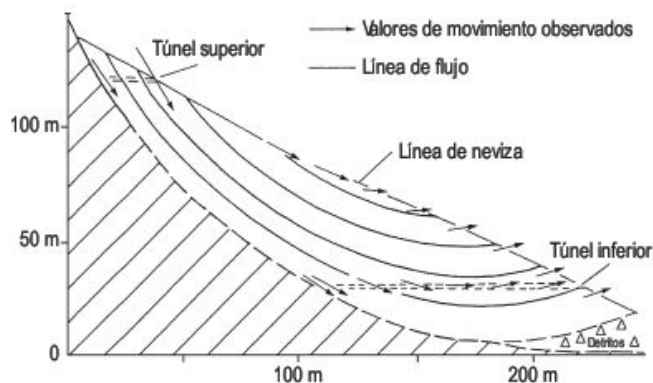


**FIGURA 13.41** Caracteres de un circo (Andrews y Dugdale, 1971). (a) Sección transversal del circo, (b) planta de un circo y de su área de cumbre. Los distintos caracteres son los siguientes: 1. Elevación máxima de la montaña en la que está emplazado el circo. 2. Elevación máxima del circo. 3. Diferencia entre 1 y 2. 4. Elevación del umbral del circo. 5. Desarrollo vertical máximo del circo. 6. Longitud del eje mayor del circo. 7. Anchura máxima del circo perpendicular al eje mayor. 8. Relación longitud/anchura. 9. Relación longitud/altura. 10. Dirección del eje mayor. 11. Tipo de masa de hielo: a) vacío, sin hielo; b) nevero; c) placa de hielo; d) glaciar de circo. 12. Altura de la pared final del circo. 13. Relación entre altura de la pared final y la longitud del circo. 14. Ángulo de la vertiente regional.



neles (Fig. 13.42) y entre otras observaciones se midieron las velocidades del hielo en diferentes puntos y se diferenciaron las distintas superficies de ablación de verano. Las observaciones mostraron que las líneas del flujo del hielo buzcan  $30^\circ$  en la zona superior del glaciar y en la inferior se inclinan  $26-28^\circ$  pero en sentido contrario al de la pendiente del circo, disminuyendo hacia abajo su inclinación; esta disposición indica una estructura sinclinal para las capas de hielo. La distribución de velocidades señala movimientos más rápidos en la zona superior del glaciar y mucho más lentos en las partes bajas del mismo; en este área los diferentes vectores de velocidad indican movimientos hacia arriba del hielo. Todos estos datos ponen de manifiesto que el movimiento se efectúa por deslizamiento rotacional.

Los procesos erosivos que tienen lugar en un circo se reducen básicamente a dos y son debidos a actividad glaciar y periglacial. En el contacto hielo-roca la abrasión efectúa un continuo desgaste tanto en las paredes como en el fondo y es responsable de la cuenca rocosa que existe en muchos de los circos (Richardson y Homlund, 1996). Esta depresión se explica fácilmente por el deslizamiento rotacional del hielo y este movimiento, a su vez, trae como consecuencia la superación del umbral y la evacuación de los detritos. El otro tipo de proceso es el de la crioclastia, que es muy efectivo en rocas aflorantes por encima del glaciar (Gardner, 1987). Aquí, parece que la acción del hielo-deshielo debe ser más eficaz en glaciares templados que en glaciares polares. De esto se deduce que el circo se ensancha fundamentalmente por la acción de la crioclastia y profundiza por efecto de la abrasión. Las velocidades de erosión de los circos obtenidas por diferentes métodos son del orden de  $500 \text{ mm/ka}$  (Benn y Evans, 1998). Parece ser que es más rápido el retroceso que la excavación. Por otra parte, las elevaciones de los fondos de los circos no deben haber cambiado mucho durante la glaciación. La elevación, en líneas generales, se utiliza para calcular aproximadamente el nivel



**FIGURA 13.42** Corte del glaciar de circo de Vest-Skautbrean (Noruega) en el que se indican las líneas de flujo y las velocidades. Según McCall (1960), simplificado.

de las nieves perpetuas, ya que corresponde con la isoterma de  $0^\circ \text{C}$  en verano, debiendo considerarse los circos más bajos y de igual orientación (Flint, 1971).

El **origen** de los circos, según la mayoría de los autores, va ligado a una primera acumulación nival en una depresión preexistente en la que tienen lugar procesos de gelifracción y de evacuación de partículas por la fusión de la nieve en verano (**nivación**) (Thorn y Hall, 1980; Thorn, 2004). Esto trae como consecuencia el ensanchamiento de la depresión y la generación de un nicho de nivación. Cuando la excavación es lo suficientemente profunda la nieve perdura de un año a otro en el nicho de nivación y se convierte en neviza y ésta, a su vez, en hielo. De este modo se origina un circo embrionario. La etapa de acumulación nival se denomina fase incipiente y cuando comienza a perdurar la nieve, fase de neviza (Tricart y Caillex, 1962).

Una vez originado el circo, si las circunstancias son apropiadas, continúa su desarrollo. La **evolución** del mismo está influenciada por diferentes causas. La duración de la glaciación y el número de glaciaciones ejercen, sin



**FIGURA 13.43** Vista aérea de horns, circos, aristas y valles glaciares. Región de Anchorage (Alaska). Foto P. Lucha.

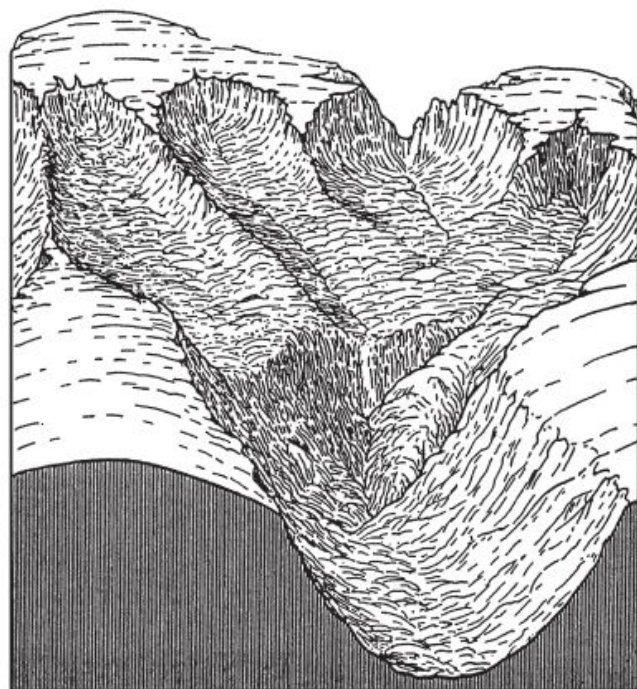


duda, un papel fundamental en su desarrollo. Igualmente, el glaciar debe evolucionar de manera diferente si está emplazado en latitudes templadas y subpolares o en áreas polares. Otra variable de gran incidencia es la estructura y litología del macizo rocoso sobre el que está asentado el circo (Embleton, 1979a). A veces los circos se emplazan en un relieve producido por diferencias litológicas, que en series monoclinales pueden dar origen a **circos escalonados**. El grado de fracturación y el espaciado entre los planos de fisibilidad juegan un papel primordial en la desintegración mecánica por gelivación. El lajamiento puede ser importante en la forma del circo. Otro factor básico en el desarrollo de los circos es la orientación de los mismos. En las latitudes medias del hemisferio norte, la mayoría de los circos que presentan un buen desarrollo miran hacia el Norte y Este, ya que están protegidos de los rayos solares y la nieve perdura más fácilmente. Uno de los factores que se han analizado es la influencia del clima en la variación del circo (Derbyshire y Evans, 1976). Estos autores indican que no es fácil efectuar generalizaciones en este sentido, a pesar del gran número de estudios regionales sobre la forma y distribución de los circos.

El desarrollo de los circos trae consigo un retroceso de sus paredes que origina en los límites con otro circo agudas **aristas** (Fig. 13.43). La desaparición por crecimiento del circo de estas últimas da lugar a **circos coalescentes** (Fig. 13.44). El retroceso de la pared final del circo lleva consigo la formación de picos apiramidados o **horns** (Figs. 13.45 y 13.46), que suelen presentar tres o cuatro caras.

### 13.2.2.5 Valles glaciares

Son una de las formas más características de la actividad erosiva de los glaciares. El contraste con los valles fluviales se manifiesta por el hecho de que los ríos están en contacto sólo con una pequeña parte del valle, mientras que el hielo de un valle glaciar ocupa una gran par-



**FIGURA 13.44** Circos coalescentes, aristas y valle glaciar (en Holmes, 1944, modificado de Davis).

te del perfil transversal (Price, 1973). Estas masas de hielo canalizadas excavaron profundas artesas de cientos e incluso miles de metros de altura (Figs. 13.47 y 13.48). Esta intensa erosión se llevó a cabo sobre todo en áreas de montaña situadas a barlovento, que recibieron gran precipitación nival y, a su vez, alimentaron a potentes glaciares, que discurrieron por valles preglaciares produciendo una considerable modificación del relieve, a veces espectacular.

Según Linton (1963) se diferencian cuatro tipos de valles glaciares. El **tipo alpino** cuya alimentación se efec-



**FIGURA 13.45** El Cervino o Matterhorn, en los Alpes, formando frontera entre Italia y Suiza, presenta la típica morfología apiramidada. Foto J. López-Martínez.





**FIGURA 13.46** Hom en los Andes centrales. El Portillo (Chile).



**FIGURA 13.47** Valle glaciar en los Andes centrales, en el que se observan potentes acumulaciones de gelifractos en la ladera, que alimentan el fondo del valle. Puente del Inca (Argentina).

túa en las zonas altas por un circo o conjunto de circos. El **tipo islándico**, en el que el área de alimentación es un casquete de hielo y éste escapa hacia valles preglaciares. El **tipo compuesto** se produce cuando el hielo no encuentra valles anteriores suficientes para descargar todo el hielo, o lo que es lo mismo resulta de una superposición de valles preglaciares con otros desarrollados a partir de la destrucción parcial o completa de divisorias preglaciares. Finalmente, el **tipo intrusivo o inverso** es aquel en el que el hielo fluye contrapendiente del valle preglacial. Se encuentran sobre todo en áreas de escaso relieve.

El valle glaciar se caracteriza por las peculiaridades que presentan sus perfiles transversales y longitudinales. El **perfil transversal** resulta de la acción erosiva del hielo sobre antiguos valles fluviales (en la mayoría de los casos) que produce un ensanchamiento y profundización de los mismos. Por lo general su forma es en U (Figs. 13.48 y 13.49), con paredes escarpadas y fondos más planos que los valles

fluviales, debido a una nivelación posterior producida por depósitos de aluviones. No obstante, existen otros valles en U, como los valles en cuna de ambientes periglaciares (Tricart, 1967), pero estos presentan sus vertientes totalmente recubiertas de detritos, a diferencia de los valles glaciares en los que las paredes de los mismos están, por lo general, formadas por roca aflorante. Con relativa frecuencia, se encuentran secciones transversales en V, que muchas veces son el resultado de la actividad erosiva de canales subglaciares. A pesar de estas salvedades, el perfil típico es parabólico o próximo al mismo, posiblemente a causa de que esta forma ejerce la resistencia mínima a la fricción (Flint, 1971). A veces, en las paredes del valle glaciar se presenta **rellanos u hombreras**, cuya interpretación ha producido muchas controversias (Derruau, 1965). Parece que la explicación más adecuada es por encajamiento de un glaciar finiglacial reducido en un valle ancho, modelado por un glaciar correspondiente al óptimo de la glaciación.





**FIGURA 13.48** Sección en U en el valle de origen glaciar de Llanganuco, Cordillera Blanca, Perú. Foto J. López-Martínez.



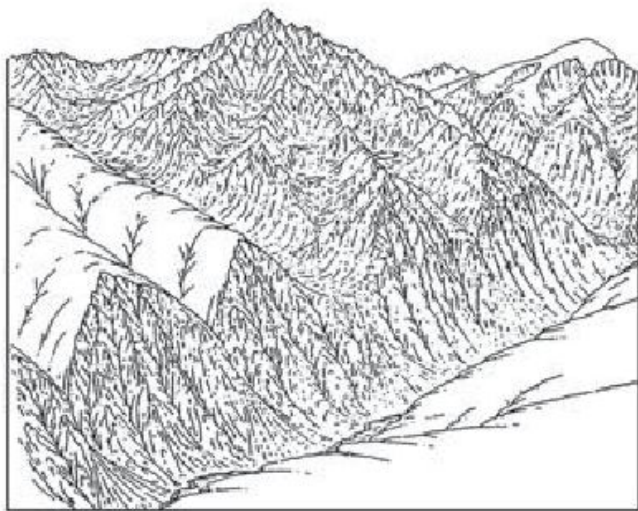
**FIGURA 13.49** Valle glaciar del Zezere, con perfil transversal en U. Sierra de la Estrela (Portugal), que constituye la prolongación más occidental del Sistema Central de la Península Ibérica.

La investigación de los perfiles transversales es muy precaria debido a lo escarpado de sus paredes. Se acude por lo general a mapas o levantamientos fotogramétricos y por estos procedimientos no se puede saber si la pared es de roca desnuda o, por el contrario, está cubierta de depósitos de orígenes distintos. Estos datos son fundamentales para una interpretación correcta de la evolución del perfil.

El análisis de un **perfil longitudinal** revela un gran número de irregularidades, que vienen dadas por **cuecas** y **umbrales**, lo que le diferencia del perfil de un valle fluvial. Las cuecas, una vez retirado el hielo, se convierten en lagos y, en otros casos, son colmatadas por sedimentos. Con frecuencia, los umbrales presentan señales de erosión glaciar. Cuando tenemos un valle glaciar principal en el que la excavación es mayor que la de los valles laterales, una vez que el hielo ha desaparecido quedan expuestos un conjunto de **valles colgados** o **suspendidos** y **espolones afacetados**, triangulares o trapezoidales, entre ellos (Figs. 13.50 y 13.51). Esta topografía postglacial da lugar a cascadas, como las existentes en los valles de Yosemite (California) o de Lauterbrunnen (Suiza).

El **origen de los umbrales** es explicado de diferentes formas. Las variaciones en la litología, o bien distintos espaciados de la fracturación (Matthes, 1930) (Fig. 13.52), pueden por sí solos proporcionar una causa adecuada para la génesis del escalonado del perfil. También se aduce un cambio en el gradiente del valle preglaciar, que el hielo conserva o enfatiza. Otra causa señalada para el origen de las cuecas es la unión de valles glaciares. Anteriormente se señaló la importancia de una meteorización profunda diferencial; este regolito puede ser fácilmente excavado por los glaciares en sus primeras etapas, quedando al descubierto la superficie basal de meteorización con depresiones y altos en la misma (Bakker, 1965). En cualquier caso, las cuecas nos indican la capacidad del hielo de fluir contra pendiente.





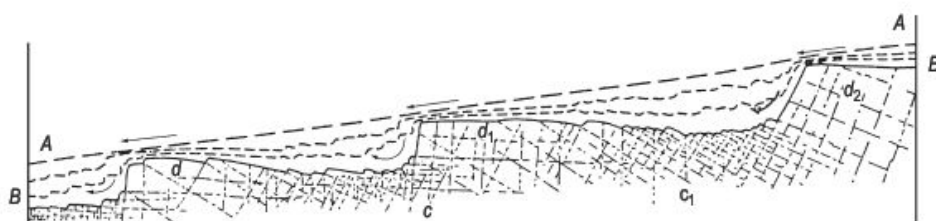
**FIGURA 13.50** Bloque diagrama en el que se observan valles colgados, espolones afacetados, valles en U, circos, aristas y hom (Davis, 1906).

Los procesos y causas implicados en la **génesis de un valle glaciar** son, en gran parte, comunes a los que dan origen a otras formas. La abrasión será más efectiva en

glaciares templados. La movilización de bloques diaclasados se efectuará por empuje de otros transportados por el glaciar. Otro factor a tener en cuenta es el del desfondado periglacial (Fig. 13.53) de Boyé (1949), que Cailleux (1952) desarrolla para los valles glaciares. En una primera etapa periglacial, los materiales del sustrato del fondo del valle se fracturan por procesos de crioclastia. Al avanzar la lengua glaciar, ésta juega un papel de manto térmico que permite la desaparición del pergelisuelo y los gelifractos pueden ser fácilmente evacuados por el glaciar. La generación de un lajamiento cóncavo subparalelo a la sección transversal ayuda a la consecución del perfil parabólico y a la perpetuación del mismo. La disposición del flujo glaciar extensivo y compresivo de Nye (1952) explica parcialmente la existencia de umbrales y cuencas (Fig. 13.23). En las zonas compresivas tiene lugar un aumento de la erosión y una vez que han aparecido las irregularidades tienden a conservarse o incluso a acentuarse.

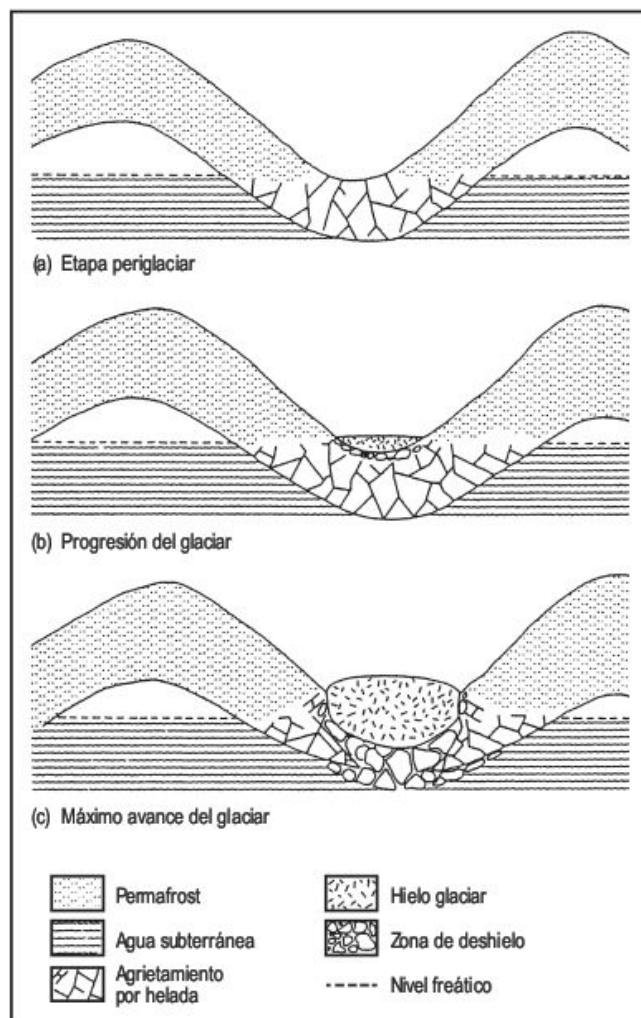
A veces, el nivel de los glaciares asciende debido a que se ve bloqueado por otro glaciar, o bien a que su alimentación es superior a la evacuación. En estos casos puede encontrar un collado preglacial en la divisoria por donde puede descargar a un valle adyacente, produciéndose la erosión glaciar del collado, pudiendo alcanzar forma de U

**FIGURA 13.51** Valle colgado sobre un fiordo. Costa suroccidental de Noruega. Foto J. López-Martínez.



**FIGURA 13.52** Perfil longitudinal que ilustra la forma de desarrollo de un escalonado glaciar, a causa del diferente espaciado del diaclado. AA representa el perfil preglaciar. BB el del escalonado glaciar. Las áreas d, d1 y d2 son zonas de difícil excavación por el glaciar, debido al espaciado de las diaclasas; lo contrario en c y c1. Las flechas indican la dirección del movimiento del hielo (Matthes, 1930).





**FIGURA 13.53** Mecanismo de desfondado periglacial en valles glaciares, (Cailleux, 1952).

e incluso formarse en las mismas cuencas rocosas (Penck, 1905). A estos collados se les denominan de **difluencia glaciar**. En el caso de que el nivel se eleve de tal forma, que todos los collados son utilizados por el hielo difluente, puede utilizarse entonces el término de **transfluencia**.

### 13.2.2.6 Modelado glaciar en regiones de relieve poco contrastado

En los apartados anteriores hemos analizado la acción erosiva del hielo en áreas de fuertes contrastes de relieve, que dan lugar a circos y valles glaciares, como formas más significativas. Pero hay que tener en cuenta que una gran parte de la superficie terrestre emergida, ocupada por los hielos en las etapas álgidas glaciares, estaba formada por grandes extensiones de relieve poco enérgico o incluso aplanado. Estas circunstancias existían tanto en mesetas elevadas como en llanuras de baja altura (Davies, 1969; Embleton y King, 1975a). La mayoría de estas áreas es-

tuvieron cubiertas por casquetes de hielo y el modelado resultante de la acción erosiva presenta peculiaridades que le distinguen de las formas de erosión glaciar en áreas alpinas.

Muchos investigadores señalan que en estas circunstancias el hielo puede jugar un papel protector del relieve preglaciar (Ambrose, 1964). Evidentemente existen muchas áreas en las que no existen o son muy escasas las señales de erosión y sedimentación glaciar (Sugden, 1974). Estas regiones están probablemente relacionadas con zonas en las que el hielo en contacto con el lecho está por debajo del punto de congelación y no existe movimiento en la interfase hielo-roca. Este papel protector de los glaciares se refleja de diferentes formas. En algunos lugares, los valles no guardan ninguna relación con la dirección del flujo glaciar y, en otras áreas, se conservan, con ligeras modificaciones, superficies de aplanamiento preglaciar.

Aunque existe una evidencia manifiesta del papel protector de los casquetes de hielo, son mucho más numerosas las pruebas de erosión glaciar en estas áreas de escaso relieve. En estas regiones los procesos erosivos glaciares generan una típica **topografía de colinas y lagos (knock y loch)** (Linton, 1963) (Fig. 13.54). Se trata de un modelado de relieve confuso en el que se desarrollan colinas de dimensiones de decenas de metros de altura y depresiones, por lo general poco profundas, ocupadas por lagos o turberas. Los lagos están alineados y alargados por influjo estructural. La red de drenaje acompañante es muy azarosa. Las colinas pueden presentar signos de estriación y pulido glaciar y son frecuentes las rocas aborregadas. Otras veces las colinas son de formas suavizadas y alargadas, recordando a los drumlins y es por estas circunstancias por lo que se le denomina topografía de **drumlins rocosos**. La diferencia con el modelado clásico de drumlins se basa en que éstos están formados por till glaciar y depósitos fluvioglaciares. La topografía de colinas y lagos es típica del noroeste de Escocia y de los escudos Báltico y Canadiense (Sugden, 1978; Gordon, 1981; Rea y Evans, 1996). La sedimentación glaciar se caracteriza por pequeñas placas morrénicas discontinuas y delgadas. Otra de las formas que se desarrollan en estas circunstancias, aunque no son exclusivas de las mismas, es la denominada **colina y cola (crag y tail)** que consta de till alargado situado al abrigo de la colina. Las observaciones de Jahns (1943) en este tipo de relieve indican que la erosión en una colina es más importante a resguardo del flujo del hielo. Este autor lo deduce por la erosión que experimentan las estructuras de lajamiento anteriores al paso del glaciar.

### 13.2.2.7 Fiordos

Fiordo es un término noruego utilizado para un largo y profundo brazo de mar caracterizado por segmentos más o menos rectos, paredes escarpadas y profundidades muy grandes (Fairbridge, 1968c). Los fiordos más largos son





**FIGURA 13.54** Relieve de colinas y lagos. South Harris, Islas Hébridas (Reino Unido).

Noverstfjord y Sund en Groenlandia (230 km) y Sognefjord en Noruega (220 km) y el Greepy Fjord/Nansen Sound en el Ártico de Canadá (Evans, 2004b). Se localizan en las costas de altas latitudes (Figs 13.55 y 13.56). Se caracterizan por un umbral, total o parcialmente sumergido, existente en la desembocadura y por una profunda cuenca en el fiordo adentro (Syvitski *et al.*, 1987). El umbral, por lo general, es rocoso y las cuencas pueden alcanzar enormes profundidades. La mayor profundidad medida en una cuenca es de 1.288 m en el Canal Messier (Chile), pero es posible que algunas de las existentes en la Antártida alcancen los 2.000 m (Andrews, 1975). Como señala este autor y Twidale (1976), entre otros, algunas áreas de fiordos (Canadá ártica oriental, Groenlandia, Noruega y Nueva Zelanda) presentan un claro control estructural, causa aducida por algunos investigadores como fundamental en la génesis de los fiordos,

pero que en la actualidad se estima como coadyuvante (Powell, 2003).

La mayoría de los fiordos pasan tierra adentro a valles glaciares. También las paredes de los fiordos presentan espolones afacetados y valles glaciares colgados que vertían el hielo al valle principal hoy convertido en fiordo, por elevación postglacial del nivel del mar. Parece ser que la erosión glacial fue la causante de la excavación de las cuencas y de la existencia del umbral, que puede explicarse por adelgazamiento y derrame del glaciar cuando llega a la plataforma continental.

Los fiordos noruegos se caracterizan fundamentalmente en su costa meridional (fiordos de Hardanger, Sognefjord y Geiranger, entre otros) por paredes escarpadas, valles colgados y cascadas, mientras que más al norte en la región entre Alesund y Trondheim las laderas son mucho más suavizadas, parecidas a los *sea lochs* o *firths* de Es-



**FIGURA 13.55** Fiordo de Geiranger (Noruega).



**FIGURA 13.56** Fiordo Seydisfjörður (Islandia). Foto F. Gutiérrez.

cocia. En este área se reconocen zonas de islas rocosas de baja altura (*skjaergard*) o plataformas de erosión parcialmente sumergidas (*strandflats*) (Fig. 13.57). Estas zonas aplanadas se interpretan como originadas por erosión marina, subaérea y subglaciar e incluso como superficies grabadas (Benn y Evans, 1998).

Los **firths** escoceses son largas ensenadas costeras asociadas con la glaciación en costas de bajo relieve. Se distinguen de los fiordos por su forma irregular, carencia de cuencas y secciones transversales en U. En cualquier caso es difícil distinguir, en costas de bajo relieve, las ensenadas generadas por erosión glaciar (Augustinus, 1992).



**FIGURA 13.57** Strandflats. Alesund (Noruega).





# 14

## Geomorfología Glaciar II

### CONTENIDO

- 14.1. Transporte y sedimentación glaciar
- 14.2. Erosión y sedimentación fluvioglaciares
- 14.3. Geomorfología aplicada a las regiones glaciares



# 14.1

## Transporte y sedimentación glaciar

### 14.1.1 Alimentación y ambientes glaciares

Los glaciares son capaces de transportar grandes cantidades de material rocoso a distancias considerables, pero no todos los detritos movilizados se deben a la actividad erosiva glaciar. Puede haber otras muchas fuentes de procedencia, tal como los clastos que resultan de los procesos de gelifracción de las rocas que enmarcan las masas glaciares. Otro tipo de suministro viene dado por avalanchas de nieve y roca, deslizamientos y cursos extraglaciares que desembocan en el conjunto glaciar. También, en ocasiones, la actividad volcánica explosiva aporta piroclastos a las masas de hielo, como en algunos nevados andinos que recubren aparatos volcánicos. Finalmente, la acción eólica puede suministrar partículas al conjunto glaciar (Boulton, 1978; Small, 1987; Kirkbride, 1995; Benn y Evans, 1998).

En el oeste de Groenlandia, la descarga de detritos tiene lugar predominantemente en el margen del casquete, a través de la capa de hielo basal. La abundancia relativa de detritos constituye un control importante de los procesos y características glaciares sedimentarias. La producción de sedimentos varía substancialmente entre dos casquetes y dos valles glaciares (Knight *et al.*, 2002).

Estos detritos pueden transportarse dentro del glaciar en tres ambientes distintos. El material movilizado sobre la superficie del hielo constituye los **detritos supraglaciares**, que son angulosos y están poco o nada modificados por la actividad glaciar. Son más abundantes sobre los glaciares de valle, ya que sus flancos rocosos alimentan a la super-

ficie del hielo, mientras que en los casquetes la única alimentación que reciben es de las paredes de los nunataks. En la zona de acumulación los detritos supraglaciares pueden quedar tapados por nieve y, por otra parte, en algunas áreas de montaña estos detritos llegan a recubrir la casi totalidad de la superficie del hielo, tal como puede observarse en los glaciares negros del Karakorum y del Himalaya (Fig. 14.1), efectuando una labor protectora de la fusión del hielo. En general, la proporción de detritos aumenta hacia el frente de la lengua en la mayoría de los valles glaciares y en la zona de ablación una gran parte del material ocupó, con anterioridad a la fusión, una posición intraglaciaria. El transporte de los detritos supraglaciares se efectúa como en una cinta transportadora, pudiendo movilizarse enormes bloques a grandes distancias.

Los **detritos endoglaciares** pueden encontrarse diseminados en la masa de hielo y su proporción con respecto al hielo raramente excede el 15%, o bien se presentan en bandas planares de hasta 5 m de potencia separadas por hielo limpio, pudiendo alcanzar en ellas hasta un 80% de la masa total (Embleton, 1979a). Estas bandas son rellenos de grietas, aunque en la mayoría de los casos son detritos subglaciares movilizados hacia arriba a lo largo de planos de cizallamiento. Este transporte se lleva a cabo en zonas de flujo compresivo del valle glaciar y otras veces la compresión resulta de morrenas terminales que obstruyen el avance del hielo (Goldthwait, 1951; Boulton, 1970a).

Los **detritos subglaciares** pueden derivar del propio lecho o de material que penetra a favor de grietas y túneles. Estos detritos de fondo experimentan abrasión y roturas, y



**FIGURA 14.1** Glaciar negro de Baltoro a unos 4.300 m, en el Karakorum (Pakistán). Foto J. López-Martínez.



su redondez es mayor y más elevado el porcentaje de finos. El transporte tiene lugar por tracción (Sharp, 1988), en el que las partículas deslizan y ruedan empujadas por el glaciar o si el lecho es deformable las partículas oprimirán el fondo o se incrustarán en el mismo. La forma de los clastos y su orientación afectan al modo de deslizamiento, de tal manera que los que son alargados se orientan en la dirección del flujo (Price, 1973).

### 14.1.2 Mecanismos de sedimentación glaciar

Los detritos existentes en la masa de hielo pueden transportarse al margen glaciar, depositarse en el lecho, incorporarse al agua de fusión glaciar o perderse en los icebergs. Existe un conjunto de procesos primarios ligados a la sedimentación del material transportado por los glaciares y otros posteriores que modifican el sedimento depositado (Whiteman, 1995). Según Boulton (2006) existen tres formas principales de sedimentación de till: fusión o deshielo supraglaciar (*melt-out*), subglaciar (*lodgement*) y por deformación.

El **deshielo supraglaciar** (Fig. 14.2) es la principal forma de ablación y caracteriza a los glaciares templados, ya que los glaciares fríos presentan una escasa fusión. Así, en los primeros el deshielo puede alcanzar valores de 12 m/año, mientras que en la Antártida se limita a pocos centímetros al año (Embleton, 1979a). Este deshielo supraglaciar es muy superior al que tiene lugar en la base del glaciar. Como consecuencia de la fusión los detritos se liberan para dar origen al till supraglaciar, que puede conservar estructuras desarrolladas durante el transporte glaciar (Lawson, 1979). Los detritos se añaden gradualmente a la capa de till por una continua acreción. La presencia de esta cobertera de material supraglaciar retarda la fusión del hielo infrayacente. El material supraglaciar puede permanecer in situ o movilizarse por aguas de deshielo

y en las lenguas glaciares la mayor parte del till supraglaciar está afectado por flujo y deslizamiento rotacional (Dreimanis, 1988). El till empapado de agua se desplaza por gravedad, influyendo en su movimiento el gradiente de la superficie, la rugosidad y el porcentaje de agua. Se reconocen flujos de varios metros por minuto y los detritos movilizados alcanzan distancias de decenas o incluso centenas de metros (Sudgen y John, 1976).

En el **deshielo subglaciar** pueden actuar tres fuentes de calor: el flujo geotérmico, el calor de fricción debido al deslizamiento del hielo y el resultante del aumento de presión por obstrucciones de un substrato irregular (Embleton, 1979a). Todos estos aportes caloríficos traen consigo la fusión del hielo subglaciar y la deposición de los detritos existentes. La sedimentación (*lodgement*) subglaciar implica el deshielo bajo presión en un glaciar en movimiento y la liberación continua de partículas produce una acreción, que da origen al till basal. Las irregularidades existentes en el lecho se rellenan de till paulatinamente, suavizando el perfil del fondo (Boulton, 1971) (Fig. 14.3). El till subglaciar presenta estructuras de cizallamiento que resultan de esfuerzos desarrollados durante el movimiento del hielo (Boulton, 1970a, b) (Fig. 14.4). Los sedimentos subglaciares saturados en agua se deforman por el peso del hielo (Boulton, 1975, 1982). Se produce un flujo subglaciar en el que el till oprimido puede movilizarse hacia grietas o cavidades basales. Este flujo plástico de till empapado de agua puede tener una periodicidad anual en glaciares templados. En verano, el agua penetra por las grietas saturando el till y fluye con posterioridad. En invierno cesa el proceso. Este till húmedo reordena su fábrica. Por otra parte, el hielo en su movimiento erosiona el till subglaciar, generando un conjunto de surcos y formas drumlinoides, que se conocen como morrenas acanaladas (*fluted moraines*) (Sudgen y John, 1976).

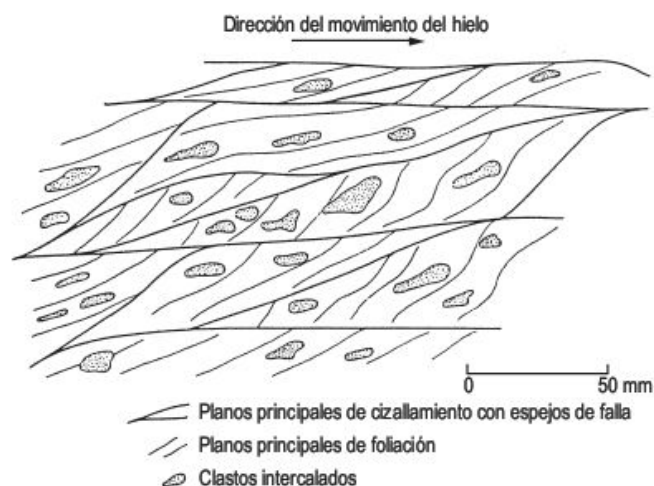
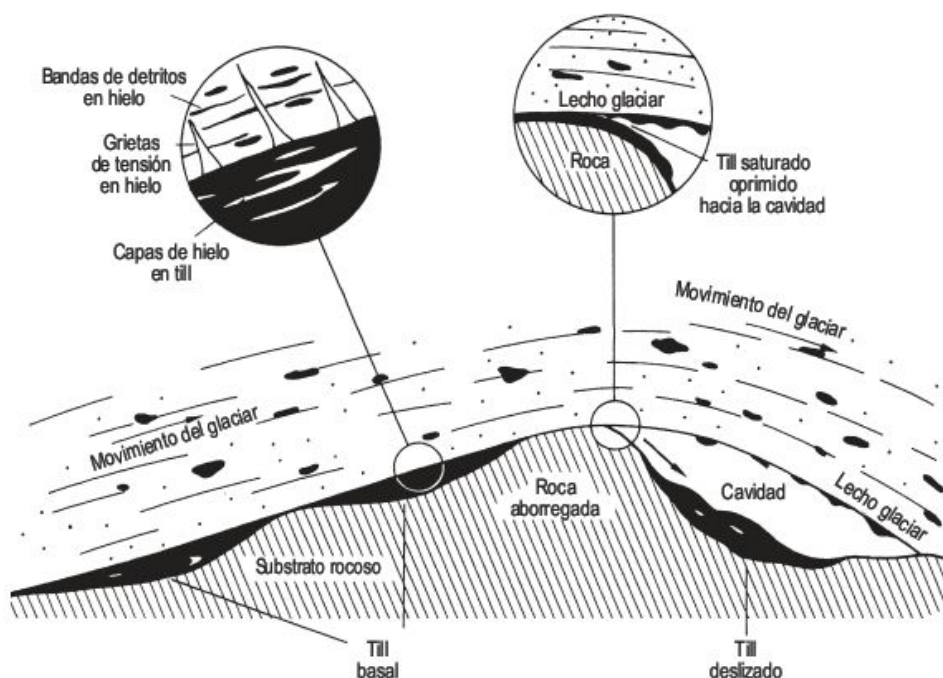
En los bordes del glaciar tiene lugar el deshielo con la consiguiente sedimentación de detritos supraglaciares, endoglaciares y subglaciares. Esta **descarga marginal** da ori-



**FIGURA 14.2** Deshielo supraglaciar en el frente del Glaciar Root (Alaska). Foto P. Lucha.



**FIGURA 14.3** Acumulación de till subglaciar en la base de los glaciares Svalbard, Spitsbergen. Nótese la cavidad existente al abrigo de una roca aborregada, que se rellena por till (Boulton, 1971, modificado en Sugden y John, 1976).



**FIGURA 14.4** Esquema que indica estructuras de cizallamiento en till subglaciar resultantes de esfuerzos bajo hielo en movimiento (Boulton, 1970a).

gen a cordones morrénicos que indican posiciones marginales. El till no suele presentar fábrica. Si el glaciar avanza se produce el **empuje** del material suelto depositado en el margen frontal dando origen a morrenas de empuje. El till se pliega y se fractura formando estructuras imbricadas. La fábrica resultante tiene una orientación paralela a la dirección del movimiento del hielo (Croot, 1987; Van der Wateren, 1987).

### 14.1.3 Características del till

El till es un depósito pobremente clasificado constituido por una gran variedad de tamaños de grano, con frag-

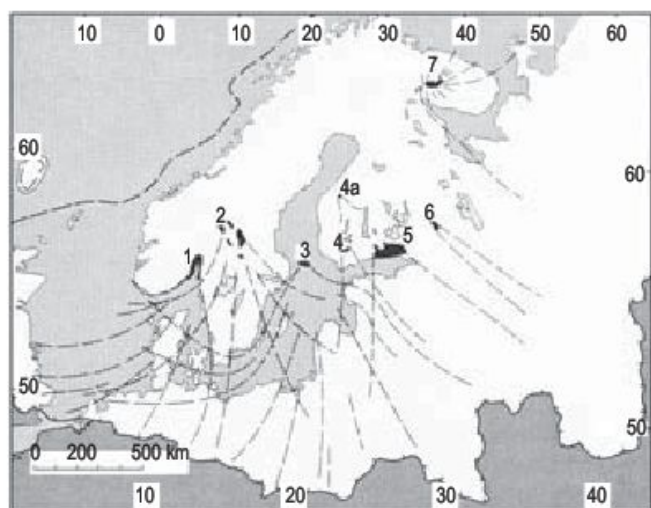
mentos de dimensión de bloque empastados en una matriz de grano fino, a veces arcillosa. El till no presenta estratificación y, por lo general, está formado por una amplia variedad de tipos de roca y los clastos suelen aparecer afacetados y estriados (Sugden y John, 1976). Algunos investigadores utilizan el término de morrena como equivalente al de till, pero el vocablo morrena tiene una acepción morfológica, mientras que la de till es sedimentológica (Price, 1973).

Los glaciares tienen una gran capacidad de transporte como lo demuestran los **bloques erráticos** (Fig. 14.5), que son bloques situados en superficies rocosas o sobre material depositado por la actividad glaciar, en los que generalmente sus litologías son distintas a las del material sobre las que se asientan. Las dimensiones de estos bloques son, en ocasiones, espectaculares, como el bloque errático Schollen, en Alemania, de 4 km por 2 km por 120 m (Price, 1973). El bloque errático Okotoks, cerca de Calgary (Canadá), tiene un peso de 118.000 Tm (Sharp, 1988). Si se reconoce el lugar de procedencia por su litología podemos deducir la distancia que ha recorrido. Algunos de estos bloques erráticos indicadores se han desplazado hasta 1.200 km. (Fig. 14.6) (Flint, 1971).

La **distribución del tamaño de las partículas** proporciona datos muy valiosos sobre la formación del till. La mayoría presentan una distribución bimodal con un pico correspondiente a fragmentos de tamaño bloque-grava y otro relativo a la matriz (Dreimanis y Vagners, 1971) (Fig. 14.7). Para una litología determinada el tamaño de grano disminuye al aumentar la distancia al área fuente y un predominio de granos minerales sobre los fragmentos de roca indica un alto grado de madurez del till. Todo ello señala que existen unos mecanismos de clasificación en



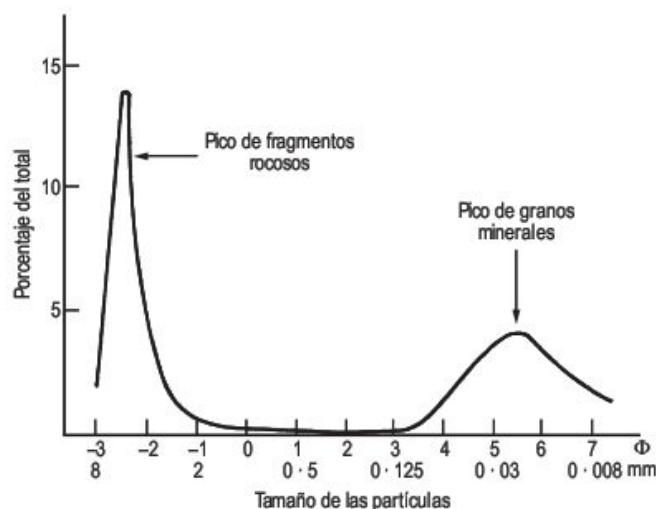
**FIGURA 14.5** Bloques erráticos. Markarfljót (Islandia). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 14.6** Trayectorias de bloques erráticos indicadores en el Casquete Escandinavo. 1. Rocas del distrito de Oslo. 2. Pórfidos de Dala. 3. Granitos rapakivi de las Islas Aland y pórfidos cuarcíferos. 4. Diabasa olivínica de Satakunta y pórfido uralítico de Hameenlinna. 4a. Kamaita de Lappajärvi. 5. Granitos rapakivi de Viipuri. 6. Granitos rapakivi del Lago Ladoga. 7. Sienita nefelinica de Umpjek y Lujavr-Urt (en Flint, 1971).

los glaciares que están en relación con la rotura de los fragmentos. Si estos son de naturaleza calcárea el till puede verse substancialmente modificado por la disolución de los carbonatos (Sudgen y John, 1976).

La **fábrica** del till hace referencia a la disposición de las partículas que lo componen. También se denomina glacioteconita (Elson, 1989). Muchas veces es visible la ordenación de las partículas, sobre todo en la orientación de los ejes mayores de los fragmentos de gran tamaño (Fig. 14.8). El análisis de la dirección y buzamiento de los clastos alargados en el till se utiliza para determinar la dirección antigua del flujo del hielo (Flint, 1971; Benn, 1995).



**FIGURA 14.7** Distribución bimodal del tamaño de partículas en un till (Dreimanis y Vagners, 1971).

Estos estudios de la fábrica del till hay que extenderlos a varias estaciones de un área, ya que un único dato puede conducir a interpretaciones erróneas. Además, estas investigaciones pueden ayudar a diferenciar dos o más tipos de till en una secuencia.

#### 14.1.4 Modelados resultantes de la sedimentación glacial

Aproximadamente un 10% de la superficie terrestre continental está cubierta por depósitos ligados a la actividad de las masas de hielo (Price, 1973). Pueden alcanzar potencias considerables de hasta 400 m en Spokane Valley (Estados Unidos) (Flint, 1971) o constituyen simplemente una delgada película de depósitos que fosilizan el substrato. Las morrenas están constituidas por till o una mezcla





**FIGURA 14.8** Depósito de till en el que se observa la ordenación de los fragmentos mayores. Cabecera del Río Gállego (Pirineo aragonés).

de till y depósitos fluvioglaciares. Todas estas acumulaciones presentan distintos tipos de modelados, que dependen de la dinámica glacial, de su posición respecto al hielo y de los procesos que los han elaborado.

En función de la situación que ocupan respecto al glaciar, se pueden clasificar como **morrenas terminales, laterales y centrales**. Las dos primeras indican posiciones de avance o retirada del glaciar y las morrenas centrales (Fig. 14.9) se originan en la unión de dos glaciares de valle. Estas últimas morrenas suelen ser superficiales y de poca potencia. Las morrenas laterales pueden presentarse adosadas a la pared rocosa del glaciar o, a veces, formar cordones separados de la misma (Fig. 14.10). En ambos casos, su alimentación procede fundamentalmente de detritos generados en las paredes. En algunos casos, las morrenas laterales se unen con las terminales dando origen a cordones o arcos morrénicos, que pueden represar las aguas de deshielo generando lagos de obturación. Es-

tos cordones morrénicos suelen erosionarse rápidamente por aguas fluviales y fluvioglaciares, quedando un conjunto de pequeños cordones en los que, con frecuencia, es posible diferenciar las distintas etapas de retirada del glaciar a partir de estos restos de arcos morrénicos terminales.

La diferenciación de los distintos tipos de morrenas se puede basar también en el estado de actividad de las masas de hielo y en los ambientes de su formación, subglaciares y marginales (Chorley *et al.*, 1984) (Fig. 14.11). Las formas subglaciares se originan bajo un glaciar activo templado debido al suministro de partículas resultantes del deshielo de la base del glaciar. Una de las morfologías de mayor extensión son los **mantos de till** (*till sheets*), también conocidos como **morrenas de fondo** (*ground moraines*). Se trata de amplias llanuras cubiertas de till, cuya potencia oscila entre el medio metro y decenas de metros, pudiendo alcanzar miles de km<sup>2</sup> de superficie (Kemmis,



**FIGURA 14.9** Morrena central del glaciar Baltoro superior, a unos 5.000 m de altura, en el Karakorum (Pakistán). Foto J. López-Martínez.





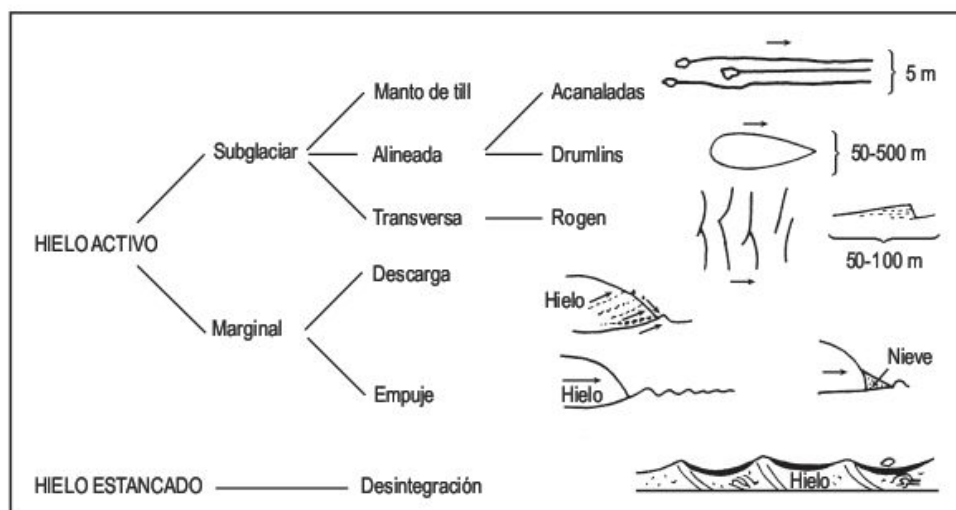
**FIGURA 14.10** Cordón morrénico. Glaciar de Worthington (Alaska). Foto P. Lucha.

1989). Cubren amplias áreas de las llanuras de Europa y Norteamérica que estuvieron ocupadas por casquetes de hielo. En detalle, su topografía es irregular con afloramientos de substrato rocoso, pequeñas colinas y lagos y también se reconocen formas lobadas en las morrenas (Fig. 20.10). Algunas secciones de till presentan interca-

laciones de gravas y arenas, que indican ambientes alternantes glaciares y fluvio-glaciares. Los espesores son variables y la existencia de una potencia importante se interpreta como que el glaciar ha sido estacionario, mientras que la presencia de una película delgada puede ser indicadora de una rápida retirada del hielo. En la actualidad estos mantos de till están siendo destruidos por la erosión hídrica y la incisión fluvial permite reconocer buenas secciones de estas secuencias. Estas acumulaciones son el resultado de los distintos avances y retrocesos de los casquetes de hielo pleistocenos y, por consiguiente, el estudio sedimentológico y cronológico de estos depósitos proporciona datos muy valiosos sobre la geología del Cuaternario de estas regiones.

Otras formas subglaciares presentan una alineación paralela al flujo del hielo. Las **morrenas acanaladas** (*fluted moraines*) son una alternancia de cordones y surcos rectilíneos elaborados sobre till, que afloran en los márgenes de glaciares en recesión. La longitud de las mismas es de decenas o centenas de metros y su altura no suele superar los 5 m. Se originan al abrigo de bloques depositados en el lecho glaciar que crean una zona de bajas presiones aguas abajo (Boulton, 1976; Gordon *et al.*, 1992). El perfil longitudinal de estas formas es parecido al de los drumlins alargados y son considerados por algunos autores como drumlins lineales muy estrechos (Prest, 1968). Uno de los problemas de interpretación no resueltos es el relativo a la regularidad del espaciado entre los cordones existentes en algunas morrenas.

Los **drumlins** son colinas alargadas con su eje mayor paralelo a la dirección del movimiento del hielo. Tienen forma de cuchara invertida o de semi-elipsoide más o menos alargado. Su longitud oscila entre 10 y 3.000 m, la altura está comprendida entre 5 y 50 m y la anchura tiene dimensiones variables en función de su grado de alargamiento (Menzies, 1979; Chorley *et al.*, 1984). Su perfil longitudinal presenta una ladera de mayor pendiente aguas arriba, donde alcanzan su mayor altura, y en su extremi-



**FIGURA 14.11** Clasificación de las morrenas glaciares (Chorley *et al.*, 1984).



dad aguas abajo desarrolla un apuntamiento. Los drumlins rara vez se presentan aislados y normalmente se agrupan formando campos de drumlins, por lo general en disposición escalonada, dando origen a la denominada topografía en «cesta de huevos» (Fig. 14.12). Se desarrollan fundamentalmente en áreas de antiguos casquetes de hielo, donde pueden reconocerse regiones constituidas por miles de drumlins, tal como se observa en el centro de Finlandia, norte de Irlanda, Estado de Nueva York y sur de Ontario (Canadá) (Benn y Evans, 1998) (Fig. 14.13). Normalmente están constituidos por till, pero a veces se intercalan arenas y gravas o pueden presentar un núcleo rocoso.

Existen numerosos trabajos relativos al origen de los drumlins que pueden sintetizarse en dos grupos de teorías. Una que defiende la erosión por el hielo de una cubierta de till preexistente y otras que los interpretan como una acumulación subglaciar de till en formas alineadas. Para la primera se propone la actuación de dos glaciaciones o avances importantes de las masas de hielo, en la que la primera deposita y la segunda erosiona (Embleton y King, 1975).

La existencia de umbrales rocosos o de grandes bloques sugiere que pueden formarse por acreción alrededor de los mismos, tal como se observa en algunos drumlins que presentan capas concéntricas. La etapa inicial de su formación serían las morfologías de colina o bloque y cola (*crag and tail*). La forma del drumlin está relacionada con las variaciones de la presión basal de un glaciar en movimiento, tal

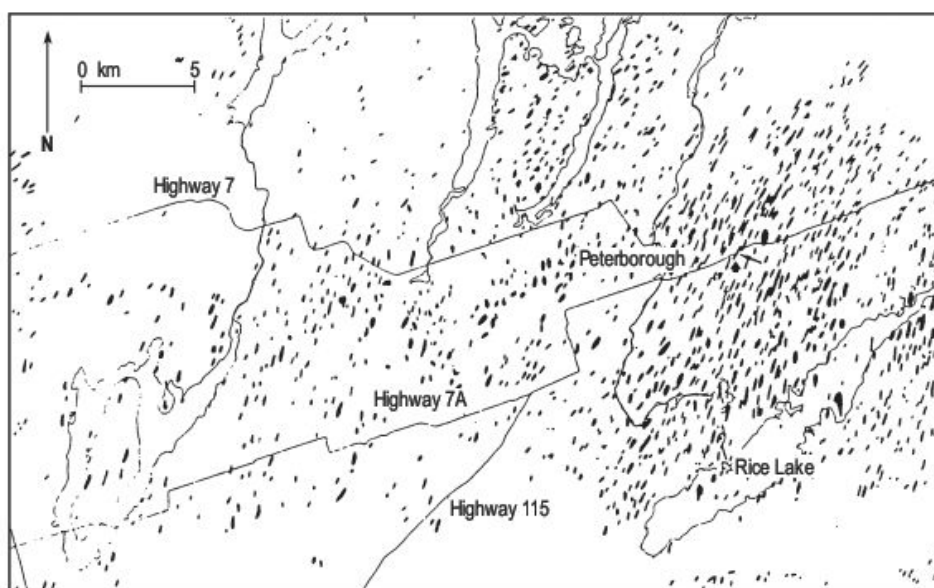
como parecen indicar la orientación de los clastos en el till de los drumlins. Las partes elevadas del drumlin son zonas de baja presión (Fig. 14.14) y las partículas se transportan a estas zonas de cresta desde las áreas deprimidas de alta presión (Evenson, 1971). Esta interpretación corrobora el hecho de que en los campos de drumlins la cobertera de till se adelgaza en las zonas entre los drumlins. Boulton (1987) explica los drumlins en función de las propiedades reológicas de los sedimentos subglaciares y su contenido en agua. Como consecuencia de los esfuerzos glaciares los materiales gruesos se deforman débilmente y los finos fluyen con facilidad. Algunos núcleos pueden desenraizarse y llegan a presentar un alto grado de deformación al contrario que los núcleos estables.

La concentración de drumlins en determinadas áreas parece indicar que deben existir condiciones específicas para su generación. Hacia el margen del glaciar el hielo se adelgaza y, por consiguiente, la capa disminuye pudiéndose alcanzar en el till subglaciar un estado crítico en el que se alcanza la dilatancia (Fig. 14.15a) (Smalley y Unwin, 1968; Smalley y Piotrowski, 1987). Esta se produce cuando las partículas constituyentes del till sometidas a esfuerzos se desplazan entre ellas, desenchajándose unas respecto a otras. Este proceso trae consigo una expansión o aumento de volumen y una mayor resistencia a los esfuerzos de cizalla. No todos los tills son materiales dilatantes y se requiere un mínimo de bloques para que lo

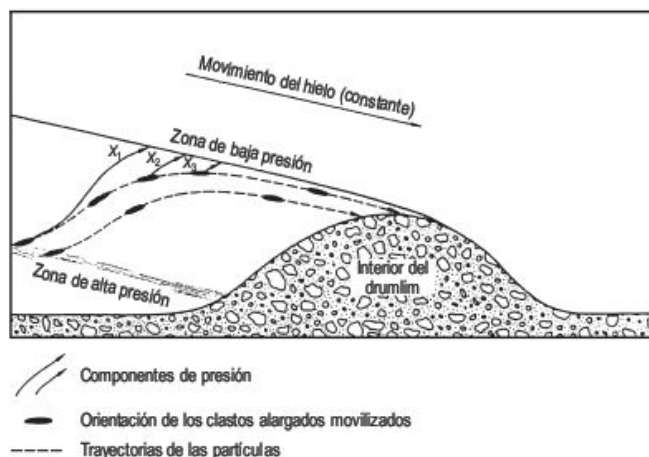
**FIGURA 14.12** Topografía en cesta de huevos generada por hielo en movimiento desde derecha a izquierda (Holmes, 1965).



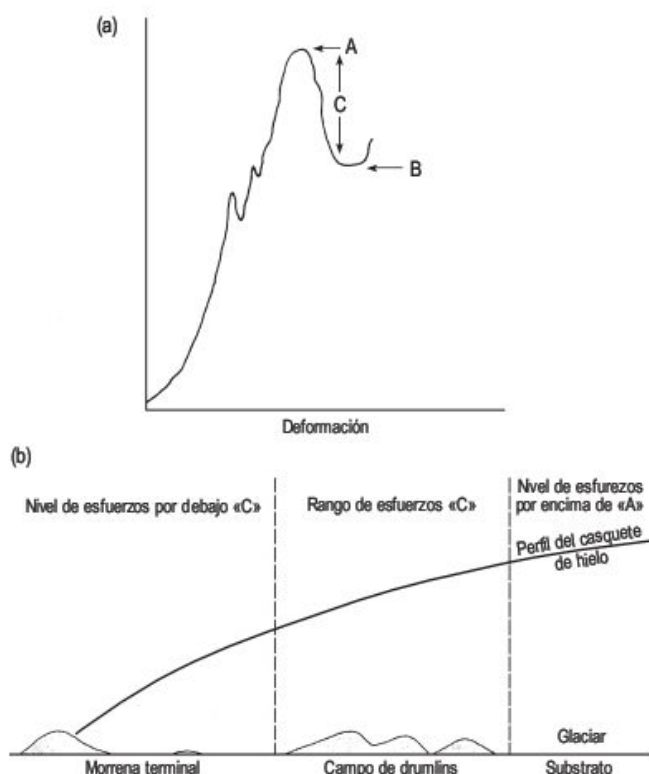
**FIGURA 14.13** Campo de drumlins de Peterborough (Ontario, Canadá) (Sharpe, 1987).







**FIGURA 14.14** Modelo teórico de flujo, en el que se señalan las trayectorias de movimiento de las partículas sobre los flancos de un drumlin en crecimiento (Evenson, 1971).



**FIGURA 14.15** (a) Curva carga-deformación para un till glaciar. (b) Sección transversal del margen de un glaciar en la que se indican las condiciones de esfuerzos para la formación de los drumlins (Smalley y Unwin, 1968).

sean. Este till compacto resiste los esfuerzos posteriores, de tal forma que el resto del till fluye alrededor del mismo moldeándolo. El esfuerzo C es crítico para la generación de los drumlins (Fig. 14.15b). Si es mayor que A no se forman y el till es arrastrado por el glaciar. Si el esfuerzo es menor que B se produce una deformación continua del till, llegando a formarse finalmente las morrenas termina-

les. Según esta hipótesis los drumlins se originan aguas arriba de las morrenas terminales.

No obstante, y a pesar de los numerosos mecanismos aducidos para la formación de los drumlins, la génesis de estas formas resulta problemática. Es muy posible que se trate de formas poligenéticas. Por otra parte, no se conoce ningún drumlin formándose en la actualidad.

Otro tipo de morrenas generadas en hielo activo y en ambientes subglaciares son las **morrenas transversales de valle o morrenas Rogen**, que tienen este nombre por el lago de Suecia donde fueron descritas. Se trata de cordones morrénicos transversales al flujo del hielo, asimétricos, con la ladera de menor pendiente situada aguas arriba. Su forma es arqueada y ligeramente cóncava hacia arriba del movimiento del hielo. Sus longitudes oscilan entre 100 y 3.000 m y sus alturas entre 5 y 20 m. El till glaciar presenta una intensa deformación con estructuras imbricadas vergentes aguas abajo (Lundquist, 1989). También pueden presentar esquirlas de roca con esta fábrica (Moran, 1971). Todo ello indica un intenso flujo compresivo bajo el hielo y en estas condiciones se produce una opresión hacia el margen que deforma fuertemente el till basal y origina los cordones transversales (Price, 1970). Otra posibilidad que se baraja es que la opresión del till construye la morrena transversal bajo una columna de agua de un lago marginal (Andrews y Smithson, 1966).

Las **morrenas de descarga** (Fig. 14.11) proceden de la acumulación de material resultante de la fusión del hielo, que ha sido transportado por el glaciar en sus distintos ambientes. Por lo tanto, se trata de un conjunto de depósitos que reflejan la combinación de muchos procesos. El material es supraglaciar o de origen endoglaciar, que alcanza la superficie a lo largo de planos de cizalla, el cual desliza por la superficie del hielo o es depositado por el hielo en su fusión (Sugden y John, 1976). Tienen forma de cordón y se sitúan en las zonas marginales de los glaciares. Estas morrenas marginales incluyen a los depósitos transportados como morrenas centrales y a las morrenas laterales (Fig. 14.10) que se unen con las morrenas frontales para generar amplios cordones morrénicos. En estas morrenas no suele haber orientación preferente de los fragmentos rocosos, aunque puede reconocerse alguna fábrica heredada.

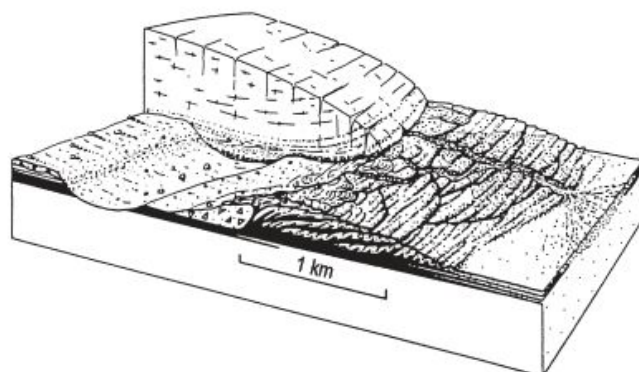
En los medios marginales los glaciares que acaban en tierra firme descargan importantes volúmenes de material en sus bordes. La cantidad de partículas depositadas depende del volumen de material sólido transportado por el glaciar y el tamaño de las acumulaciones morrénicas también es función del tiempo que el glaciar permanece en el mismo lugar. Así, los cordones morrénicos del Glaciar Franz Josef (Nueva Zelanda), situado en la llanura costera al pie de las montañas, han alcanzado en un estado estacionario alturas de hasta 430 m.

Las **morrenas de empuje** (Fig. 14.11) son el resultado de avances de los márgenes frontales de las masas de hielo que arrastran al material de origen glaciar previa-



mente depositado. Este efecto de *bulldozer* trae consigo la generación de pequeños cordones morrénicos asimétricos que no suelen superar los 2 m de altura, cuyas laderas que dan cara al hielo son las que presentan una mayor inclinación. Los depósitos están constituidos por till glaciar y con frecuencia material fluvio-glaciar. Como consecuencia del empuje del hielo se reconocen pliegues y fallas inversas en disposición imbricada (Sharp, 1982; van der Wateren, 1992) (Fig. 14.16). Es bien sabido que los glaciares tienden a avanzar en invierno, que es cuando la ablación es mínima y estos avances anuales, en un glaciar en continua recesión, dan lugar a pequeños cordones cuyo espaciado está en relación con el balance de la ablación (Hewitt, 1967; Worsley, 1974); a estos cordones se les denomina **morrenas anuales** o **De Geer** (Hoppe, 1959). Por otra parte, los glaciares de flujo espasmódico producen en sus avances grandes morrenas de empuje, con cordones morrénicos de mucho mayor tamaño y una deformación interna más acusada.

Finalmente, cuando el hielo inactivo funde se originan las **morrenas de desintegración** (Fig. 14.11). Si todavía existe hielo en estos glaciares inactivos las zonas elevadas están coronadas por detritos, que protegen al hielo infrayacente de la fusión y las partículas fluyen o se deslizan



**FIGURA 14.16** Bloque diagrama simplificado de la morrena de empuje de Holmtrömbreen (Spitsbergen) con fallas y pliegues tumbados. Está formada por sedimentos de grano fino (en negro) y tills (triángulos). Escala vertical exagerada (Van der Wateren, 1992; en Ehlers, 1996).

hacia las depresiones. Al desaparecer el hielo se produce una inversión del relieve con las acumulaciones más antiguas en las depresiones (Boulton, 1972). El conjunto constituye una morrena *hummocky*, que caracteriza a un terreno ondulado formado por pequeñas colinas y depresiones cerradas.

## 14.2 Erosión y sedimentación fluvio-glaciares

### 14.2.1 Las aguas de deshielo

Las aguas resultantes de la fusión del hielo forman parte del sistema glaciar y son el producto principal de la ablación de los glaciares (Fig. 14.17). Ya hemos indicado la importancia que tiene el agua de deshielo en la velocidad del movimiento del glaciar y en el flujo de partículas en el medio subglaciar. A esto hay que añadir el importante papel erosivo y deposicional, sobre todo más allá de las masas de hielo, que se manifiesta, entre otras cosas, por los rápidos cambios que experimenta la red de drenaje (Price, 1980) (Fig. 14.18). El deshielo se incrementa desde la línea de equilibrio y es máximo en las partes más distales del glaciar, lo que indica una superposición del subsistema fluvio-glaciar al glaciar en el que la intensidad de la acción geomorfológica de este último pierde su predominio a favor del trabajo fluvio-glaciar en las partes finales de la masa de hielo (Sugden y John, 1976).

El agua de deshielo puede ser superficial o interna, siendo mucho más importante la primera. El deshielo superficial disminuye al ser menor la altitud. Pueden existir otros agentes derivados de las aguas de lluvia estivales, de aguas procedentes de otros valles adyacentes y de aguas

subterráneas (Benn y Evans, 1998). El agua basal e interna deriva del calor geotérmico, que, como media, es capaz de fundir anualmente una lámina de hielo de 6 mm de grosor, y del deslizamiento basal y deformación interna que producen calor y pueden ocasionar el deshielo de una capa de 10-15 mm (Walder, 1982). La cantidad de deshielo es máxima en ambientes marítimos templados y disminuye hacia las altas latitudes y hacia el interior de los continentes.

El deshielo en estas áreas de ablación trae como consecuencia la formación de canales (Fig. 14.19), que ocupan posiciones muy diversas dentro y fuera de las masas de hielo e incluso pueden recorrer ambientes muy diversos (Brodzikowski y Van Loon, 1987). Según el régimen térmico el agua puede fluir sobre la superficie o en el interior del glaciar. El tamaño de los canales puede variar desde dimensiones métricas hasta kilométricas. En los **canales marginales** (Fig. 14.20) y **submarginales** el agua de deshielo discurre por el contacto entre la masa de hielo y la vertiente rocosa y pueden ocupar una posición lateral o frontal con respecto al glaciar. Son cortos y raramente exceden los 2 km de longitud. Los **canales supraglaciares** alcanzan un gran desarrollo sobre los cas-

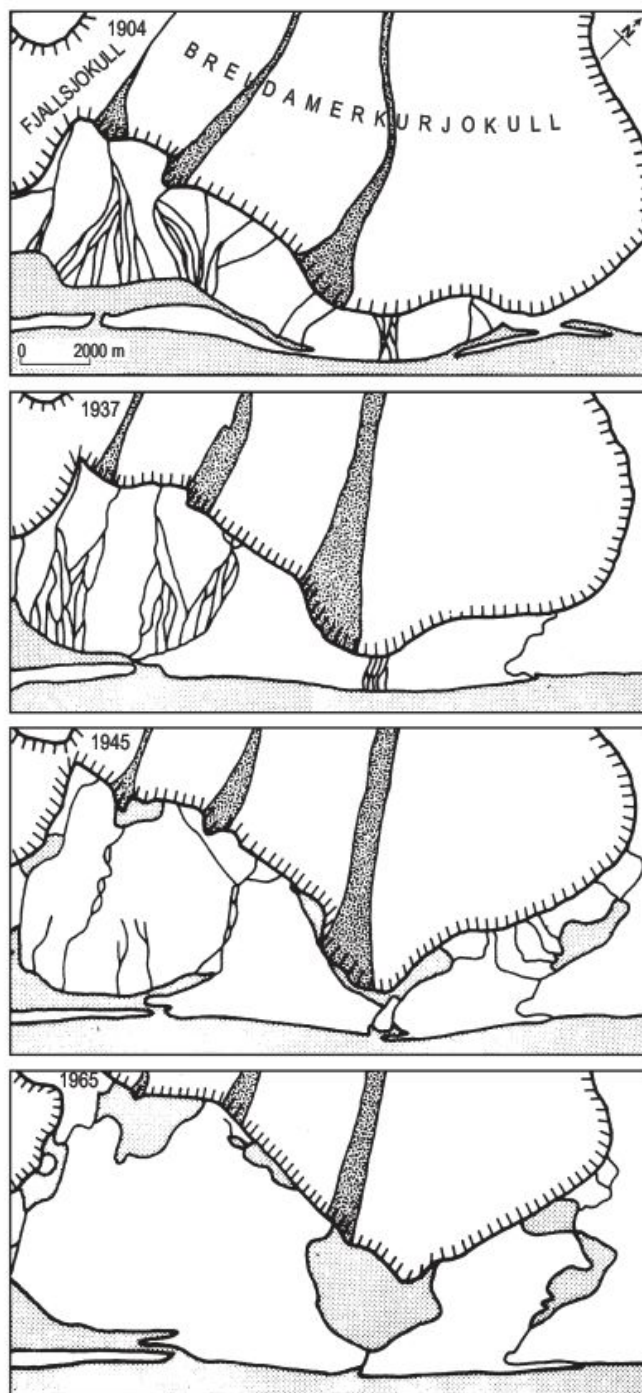




**FIGURA 14.17** Fusión subglaciar en un frente de hielo en la Cordillera Darwin, Tierra del Fuego. Foto J. López-Martínez.

quetes de hielo formando, por lo general, redes dendríticas (Ferguson, 1973). Los canales son rectos o meandri-formes, con profundidades que varían entre pocos centímetros y escasos metros (Fig. 14.21). Sus aguas pueden perderse puntualmente en grietas, que se ensanchan paulatinamente convirtiéndose en pozos cilíndricos llamados **moulins**, que generan una **topografía kárstica glacial** (Stenborg, 1970).

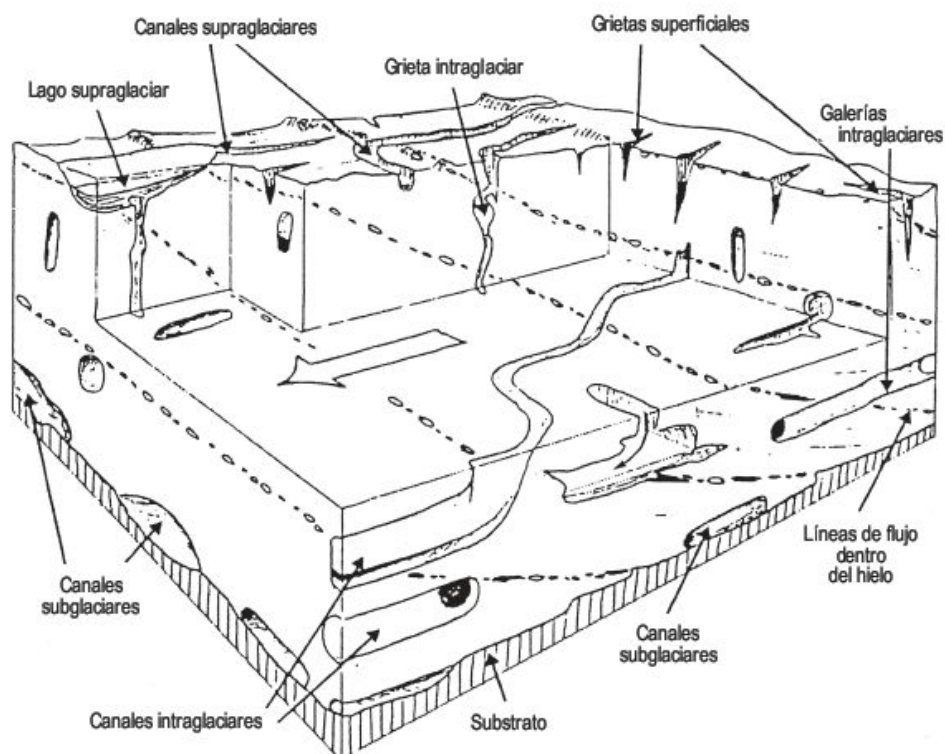
El sistema de **canales intraglaciares y subglaciares** (Fig. 14.22) refleja un drenaje interno, similar al de las rocas solubles, con grandes galerías y lagos en su interior (Fig. 14.23). Aquí, este conjunto de conductos internos se originan por deshielo a través de las grietas glaciares, mientras que en el karst se producen por disolución. Las secciones de las galerías son circulares si se forman por flujo forzado o freático y alargadas en la vertical si el flujo es vadoso o libre. El ensanchamiento de la red de conductos internos se produce fundamentalmente en verano, como consecuencia del aumento de temperatura y del mayor aporte de agua al sistema (Pohjola, 1994). Los estudios con trazadores, llevados a cabo en Storglaciären



**FIGURA 14.18** Evolución del drenaje proglaciar en Breiðamerkurjökull (Islandia) (Price, 1980).

(Suecia) revelan que el drenaje intraglacial es de tipo trenzado (*braided*) (Hooke *et al.*, 1988). A veces se reconocen cavidades subglaciares donde se almacena el agua a favor de cuencas rocosas y algunas, como en la Antártida, estudiadas por métodos geofísicos, alcanzan espectaculares dimensiones ( $180 \times 45$  km) (Robin *et al.*, 1977). Finalmente, se denominan **canales proglaciares** (Fig. 14.24) a





**FIGURA 14.19** Bloque-diagrama esquemático en el que se indican los distintos tipos de canales en un glaciar templado (Brodzikowski y Van Loon, 1991).



**FIGURA 14.20** Canal marginal y morrena lateral. Skaftafellsjökull (Islandia). Foto F. Gutiérrez.

los resultantes del agua de fusión, que discurren fuera de la masa de hielo.

La **descarga** en estos ambientes fluvioglaciares varía enormemente tanto en cortos como en largos periodos de tiempo. Las fluctuaciones diurnas se reflejan por un bajo caudal por la mañana y por un aumento brusco al final de la tarde. Las variaciones estacionales presentan mínimos en invierno y máximos en verano (Menzies, 1995a). Los caudales en el Glaciar de Argentière, en el macizo del Mont Blanc, son de 0,1-1,5 m<sup>3</sup>/seg en invierno y de 10-11 m<sup>3</sup>/seg en verano (Boulton y Vivian, 1973). En oca-

siones se producen descargas espectaculares en glaciares espasmódicos o por drenajes súbitos de lagos subglaciares o lagos marginales represados (Benn y Evans, 1998). Estos grandes caudales producen importantes inundaciones y se les llama **jökulhlaup** en Islandia, que se caracterizan por elevadas descargas en pocas horas, seguidas de un descenso rápido. Uno de los ejemplos más conocidos es el del lago Grimsvötn, al oeste del Casquete de Vatnajökull, que se encuentra sobre un volcán y en el que se producen, con una periodicidad de unos diez años, drenajes súbitos con caudales de 40.000-50.000 m<sup>3</sup>/seg, que inun-





**FIGURA 14.21** Canal supraglaciario meandriforme en las Islas Shetland del Sur, Antártida. Foto J. López-Martínez.

dan unos 1.000 km<sup>2</sup> de una llanura de gravas y arenas (sandur). Su flujo normal es aproximadamente 400 m<sup>3</sup>/seg (Thorarinsson, 1953a; Björnsson, 1992).

En el registro geomorfológico son sorprendentes las **paleoinundaciones** cataclísmicas del Pleistoceno superior, que tuvieron lugar en las Montañas Altay (Siberia) (Baker *et al.*, 1993), recientemente descubiertas, y las conocidas desde hace tiempo del Lago Missoula, en el noroeste de Estados Unidos (Bretz, 1923). A estas últimas se las conoce también como inundación Spokane. En ambas, los máximos caudales alcanzaron varios millones de metros cúbicos por segundo. Se producen por avances de lóbulos de los casquetes de hielo que bloquean el drenaje, generándose lagos represados. Cuando se destruye el represamiento, posiblemente por rotura basal, se libera súbitamente el agua produciéndose gigantescas inundaciones.

El Lago Missoula (Baker y Bunker, 1985) (Fig. 14.25), represado por el lóbulo Puge del Casquete Cordillerano durante la glaciación Wiscosin, estaba situado en el noroeste de Montana y ocupaba una superficie de 7.700 km<sup>2</sup>, con una profundidad máxima de 600 m y un volumen de agua de 2.500 km<sup>3</sup>. Todos estos datos se han obtenido a partir de investigaciones sobre la línea de costa. La rotura del hielo generó un pico de descarga de 21,3 millones de m<sup>3</sup>/seg, unas cien veces el caudal medio del Amazonas, o unas veinte veces la descarga media de todos los ríos del mundo. En los canales se alcanzaron velocidades de 70 km/h. El estudio de los materiales depositados permite deducir 40-60 inundaciones catastróficas entre 15.300 y 12.700 años. La inundación se extendió hacia el oeste en las llanuras de los basaltos de meseta del Río Columbia en forma de canales trenzados y en la garganta de este río alcanzó 300 m de profundidad. En las llanuras barrió la



**FIGURA 14.22** Canal subglaciario del Glaciar de Biafo, situado a unos 3.200 m de altitud. Cordillera del Karakorum (Pakistán). Foto J. López-Martínez.





**FIGURA 14.23** Conducto intraglaciario y lago dejado al descubierto por un hundimiento de la superficie del glaciar. Glaciar de Baltoro, Karakorum (Pakistán). Foto J. López-Martínez.



**FIGURA 14.24** Canales proglaciares, lagos marginales, llanura y valle de sandar, en el glaciar de Skeidararjökull (Islandia). Foto F. Gutiérrez.

mayor parte de la cobertura de loess y se generó el paisaje de rocas desnudas acanaladas (*Channeled Scabland*) (Bretz, 1969; Baker, 1981b). Se reconocen ripples gigantes en gravas con 100 m de longitud de onda y de hasta 5 m de altura, grandes marmitas y profundas cuencas rocosas de hasta 30 m de profundidad. En la garganta del río Columbia se han calculado caudales de 10 millones de  $\text{m}^3/\text{seg}$  (Benito, 1997) y se generaron espectaculares modelados erosivos y deposicionales.

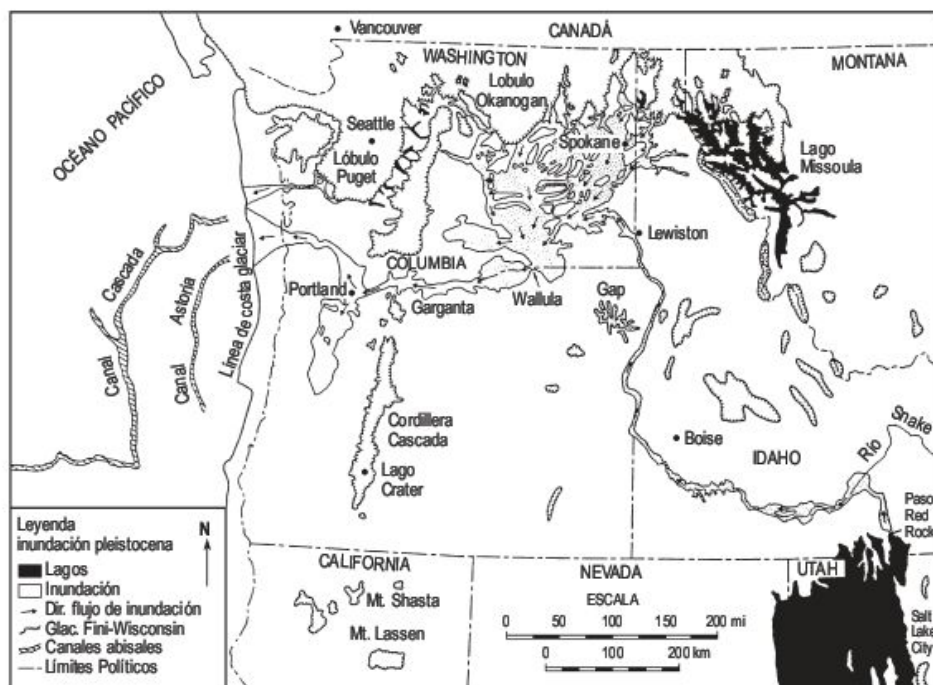
### 14.2.2 Formas resultantes de la erosión fluvio-glaciaria

Las aguas de los canales de deshielo son capaces de transportar una gran carga de sedimentos y pueden producir una importante labor erosiva. Las velocidades de estas aguas

suelen ser elevadas y son frecuentes valores de 8-15 m/seg. Cuando están sometidas a grandes presiones hidrostáticas pueden producir erosión por cavitación en el lecho rocoso (Drewry, 1986). Estas aguas de deshielo transportan gran cantidad de carga en suspensión y de fondo. La primera alcanza en los glaciares de Noruega valores de 3.800 mg/l y la carga de fondo puede ser un 25% de la carga total en caudales punta de verano. También moviliza una pequeña carga en disolución, que en el Glaciar de Argentiére supera a la carga en suspensión durante el invierno (Sugden y John, 1976).

Diversas microformas han sido atribuidas a la actividad de las aguas de deshielo. Se las conoce como **formas-P** o superficies esculpidas plásticamente. Han sido descritas en el apartado de modelado de erosión glaciaria, ya que existe una controversia en su interpretación como formas glaciares o fluvio-glaciares, aunque parece que esta última





**FIGURA 14.25** Regiones del noroeste de Estados Unidos afectadas por inundaciones catastróficas a finales de la glaciación Wisconsin (Baker y Bunker, 1985).

hipótesis es la más aceptada (Allen, 1971). Se puede considerar el origen de las formas-P utilizando una serie de criterios. (1) Si las formas-P se encuentran sobre el lecho glacial, en una disposición improbable para el curso del agua de fusión subglacial, pueden tener un origen fluvial. (2) Si el lecho glacial es masivo y las formas-P indican el flujo del hielo, entonces las ha generado la erosión del hielo (Rea *et al.*, 2000). También son características las **marmitas** gigantes desarrolladas en el lecho de estos canales de deshielo, que pueden alcanzar profundidades de hasta 20 m y anchuras de 15 m. Generalmente son más profundas que anchas y presentan acanaladuras en espiral producidas por cantos en movimiento turbillonar (Kor *et al.*, 1991).

Los rasgos geomorfológicos más fehacientes de la erosión fluvio-glacial son los canales que se encajan bien sobre el sustrato rocoso o sobre material suelto procedente de la actividad de los glaciares. Los **canales marginales**, laterales o frontales, pueden incidir en el hielo o encajarse en el sustrato, que por lo general suele ser till glacial. Suelen ser cortos y raramente exceden los 2 km. Se interpretan como de posible origen marginal aquellos canales que son subparalelos a las curvas de nivel, aunque esto es problemático ya que puede tratarse de canales subglaciares que discurren cerca del margen del glaciar (Price, 1973). Los **canales subglaciares** pueden encajarse hasta 100 m, alcanzar 1-2 km de anchura y 75 km de longitud (Selby, 1985). Suelen ser de paredes abruptas y sus fondos son aplanados con irregularidades. Generalmente acaban bruscamente y se supone que su final corresponde con la salida del hielo, donde se genera un abanico aluvial. Se interpretan como subglaciares cuando tienen posiciones anó-

malas dentro del sistema de drenaje. Cuando el margen del hielo tiene pendientes adecuadas para la evacuación de las aguas de deshielo, los canales se alejan del borde glacial. Estos **canales proglaciares** vierten sus aguas a colectores de mayor orden o a lagos (Fig. 14.26) y mares (Fig. 14.27), efectuando en su recorrido una considerable labor erosiva. Los **canales de desbordamiento**, que drenan el exceso de las aguas lacustres, se distinguen por estar en relación con depósitos glaciolacustres de playa o delta.

### 14.2.3 Modelados derivados de la sedimentación fluvio-glacial

Ya hemos señalado que una de las características del medio fluvio-glacial son las grandes fluctuaciones de la descarga y, por consiguiente, de su capacidad de transporte. Estas modificaciones se reflejan en cambios bruscos en el tamaño de las partículas y en variaciones rápidas de las estructuras sedimentarias, tanto lateral como verticalmente. Además, estas fluctuaciones traen consigo que muchos de los modelados fluvio-glaciares tengan un carácter discontinuo. Esto se enfatiza por la continua erosión a la que están sometidas estas formas en áreas de glaciares en retroceso (Menzies, 1995b, 2002). Por otra parte, los materiales fluvio-glaciares suelen estar mezclados en ocasiones con depósitos de till glacial y con frecuencia, los sedimentos fluvio-glaciares se generan a partir del retrabajamiento de till glacial (Flint, 1971). Todo ello nos habla de un medio con constantes y profundos cambios, donde la erosión y sedimentación modifican sustancialmente la morfología de estas áreas.





**FIGURA 14.26** Lago proglaciar. Jökulsárlón (Islandia). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 14.27** Canales proglaciares en la Isla de Marambio que vierten sus aguas al Mar de Weddell. Al fondo se observan algunos icebergs. Antártica. Foto A. Martín-Serrano.

Los mecanismos de transporte y sedimentación son prácticamente idénticos a los existentes en otros medios fluviales, lacustres y marinos. En los canales fluvioglaciares son frecuentes los ripples, dunas y estratificación cruzada en depósitos de tamaño arena. Estas alternan con gravas generadas cuando el poder de la corriente es mayor. La clasificación de los depósitos se produce sobre todo por las variaciones estacionales y anuales y en menor grado por las diurnas. Las partículas de tamaño limo y arcilla se transportan a mayores distancias, depositándose generalmente en ambientes glaciolacustres y glaciomarinos (Price, 1973).

La sedimentación lacustre se realiza en lagos subglaciares, marginales y proglaciares. En ella pueden reconocerse las capas de fondo, que representan la sedimentación distal de partículas finas, y las capas frontales y de techo, que señalan aportes de material proximal más grueso.

Los depósitos de canales fluvioglaciares suelen ser más

redondeados que los clastos de till, pero esta diferenciación no constituye un criterio concluyente, ya que algunos depósitos fluvioglaciares han podido sufrir un pequeño transporte. Por otra parte, la distribución de tamaño de las partículas es muy diferente de la que presentan los tills. No es bimodal, ya que las partículas de limo y arcilla han sido exportadas, a diferencia de los tills.

Los sedimentos fluvioglaciares presentan, con cierta frecuencia, deformaciones de su fábrica primitiva, que se denominan **glaciotectónicas**. Estas estructuras secundarias están en relación con colapsos y subsidencias debidos a la fusión de hielo enterrado bajo los depósitos (Fig. 14.28), que dan lugar a estratificaciones verticalizadas, pliegues y fallas. También se reconocen estructuras diapíricas, inyecciones en dique, convoluciones, etc., en relación con sedimentos finos saturados afectados por sobrecarga (van der Wateren, 1995).





**FIGURA 14.28** Estructuras glacioteóctónicas en depósitos fluvioglaciares. Isaba (Pirineo Navarro).

Los depósitos fluvioglaciares pueden diferenciarse (Price, 1973) en función del medio de sedimentación, distinguiéndose los depósitos debidos a canales de agua de deshielo y aquellos originados en aguas confinadas, tales como lagos y mares. También se puede establecer una subdivisión en función de su situación respecto a la masa de hielo (Tabla 14.1). Los depósitos proglaciares se sedimentan a cierta distancia del margen del hielo, generando morfologías suavizadas y las estructuras sedimentarias no están deformadas. Aquellos que se depositan en contacto con el hielo presentan sus estructuras distorsionadas y sus formas son producidas por la masa de hielo o por asenta-

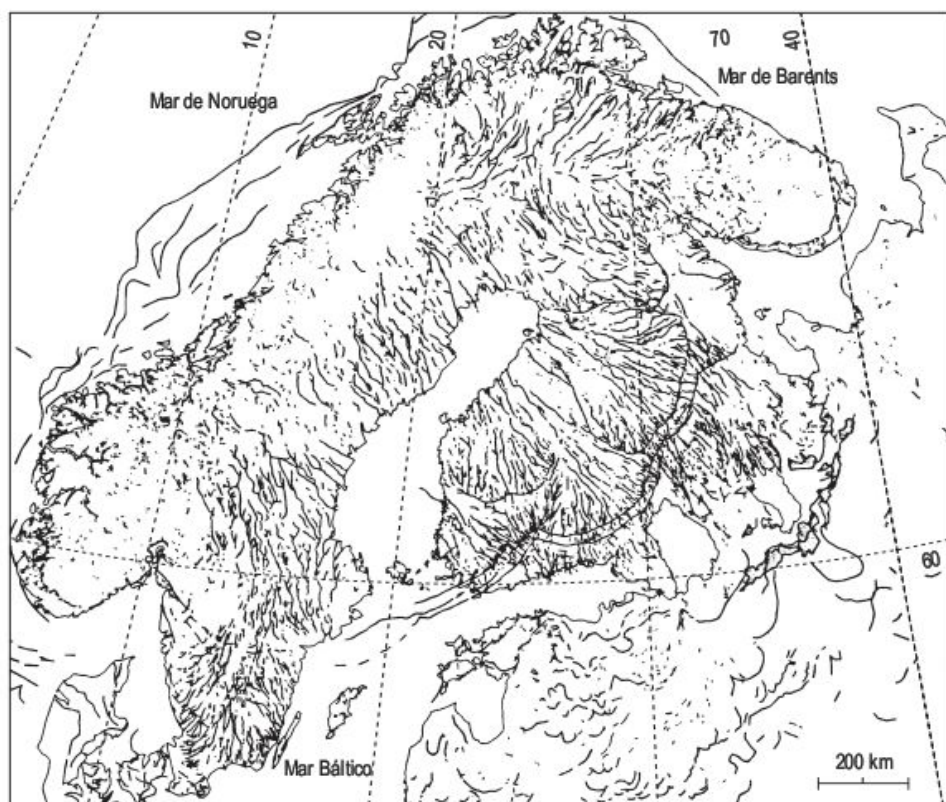
mientos posteriores en relación con la fusión de hielo enterrado. Se clasifican además por el tipo de sedimento dominante y por la forma de la acumulación.

Los **eskers** (*osar* en Escandinavia) son cordones formados por depósitos estratificados de gravas y arenas redondeadas con algunos bloques. Su dirección es fundamentalmente paralela al rumbo regional del movimiento del hielo. Son sinuosos o rectos, con crestas afiladas o aplanadas, a veces discontinuos, con longitudes desde unos pocos metros a 400 km con hiatos (Aylsworth y Shilts, 1989; Punkari, 1997) (Fig. 14.29). Su altura puede alcanzar los 200 m y su anchura 3 km. Estas dos últimas di-

**TABLA 14.1** Clasificación de los depósitos y formas fluvioglaciares (Price, 1973).

SEDIMENTO DOMINANTE	MEDIO	FORMA GENERAL	RELACIÓN CON EL HIELO	TÉRMINO GENÉTICO
Arena y grava	Fluvial	<b>DEPÓSITOS EN</b> Cordón	<b>CONTACTO CON EL HIELO</b> Marginal, subglaciar, endoglaciar, supraglaciar	<b>Esker</b>
Arena y grava	Fluvial	Colina	Marginal, subglaciar, endoglaciar, supraglaciar	<b>Kame, Complejo de kames= Kame y kettle</b>
Arena y grava	Fluvial	Derrame con depresiones	Marginal	<b>Kettled sandur</b>
Arena y grava	Fluvial	<b>DEPÓSITOS</b> Derrame	<b>PROGLACIARES</b> Proglaciar	<b>Sandur</b>
Limo y arcilla	Lacustre	Derrame	Proglaciar/marginal	<b>Llanura de origen lacustre</b>
Arena y grava	Lacustre	Terraza, cordón	Proglaciar/marginal	<b>Playa</b>
Arcilla, arena y grava	Lacustre	Terraza	Proglaciar/marginal	<b>Delta</b>
Limo y arcilla	Marino	Derrame	Proglaciar/marginal	<b>Lodos de fondo emergidos</b>
Arena y grava	Marino	Terraza, cordón	Proglaciar/marginal	<b>Playa levantada</b>
Arcilla, arena y grava	Marino	Terraza	Proglaciar/marginal	<b>Delta levantado</b>

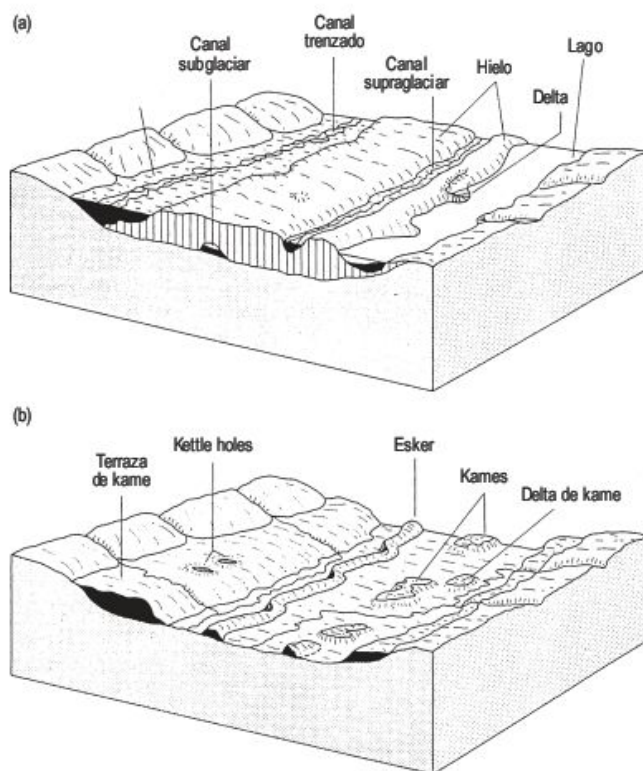




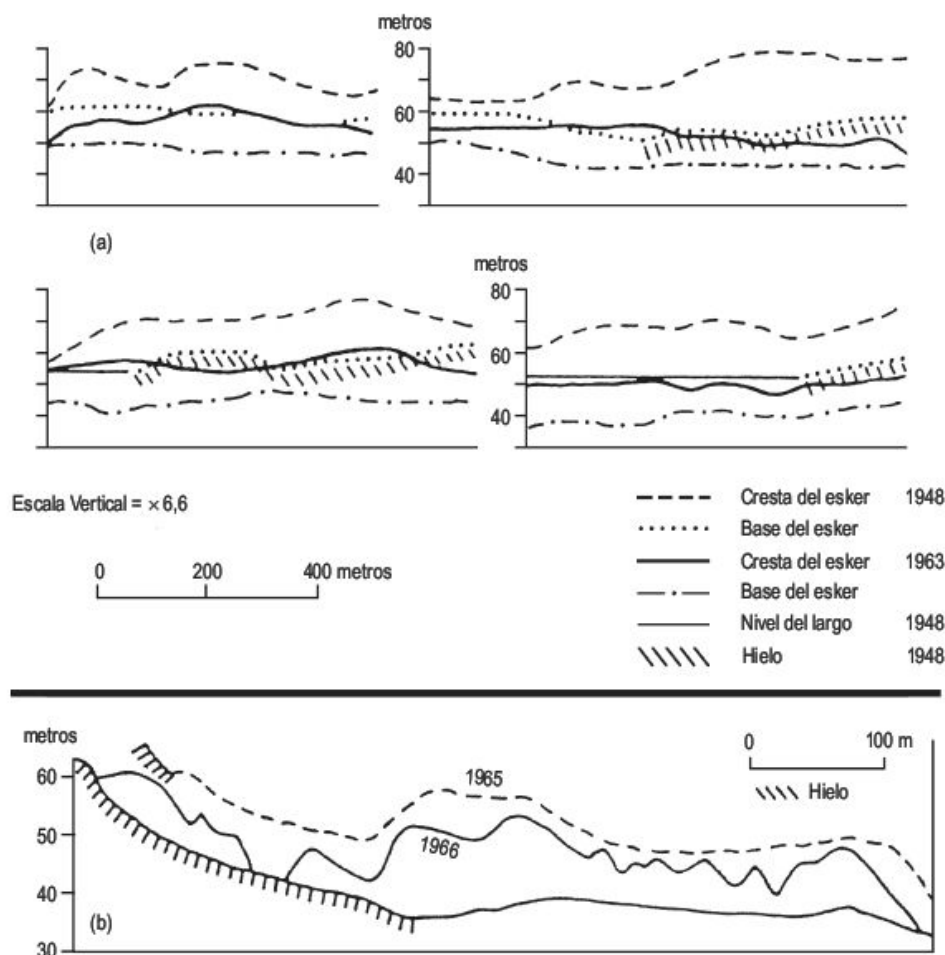
**FIGURA 14.29** Eskers y rasgos marginales al hielo en el sector central del casquete de hielo de Escandinavia. Los eskers forman sistemas bien organizados y son poco frecuentes en áreas de rocas sedimentarias, en las que el agua subglaciar drena a través de las capas permeables (Punkari, 1997).

mensiones son función de la longitud total, de tal modo que los eskers más largos suelen ser más anchos y más altos. Pueden presentarse como cordones únicos o formando una red interconectada con eskers confluentes y difluentes que se unen al cordón principal. Las laderas de los eskers pueden tener ángulos de unos  $30^\circ$ , próximos al ángulo de reposo de los depósitos, aunque cuando se degradan la inclinación es de  $5$  a  $10^\circ$  (Embleton y King, 1975a). Los depósitos buzcan hacia los bordes del esker y pueden presentarse distorsiones en los mismos por fusión de hielo infrayacente.

Los eskers se originan en canales subglaciares (Fig. 14.30), endoglaciares, supraglaciares y marginales. Se forman fundamentalmente después del importante pico de descarga de final de verano, cuando la velocidad del agua de los canales disminuye, pudiendo destruirse total o parcialmente con nuevos picos de descarga (Sugden y John, 1976; Menzies y Shilts, 1996; Boulton *et al.*, 2007). Los depósitos de fondo de los canales subglaciares pueden acumularse entre las paredes de hielo y la forma de la sección transversal de los túneles juega un papel importante en la morfología final del esker (Price, 1973). Esta hipótesis de los canales subglaciares difícilmente explica la existencia de túneles de cientos de kilómetros de longitud. El origen a partir de canales endoglaciares puede tratarse conjuntamente con el de los supraglaciares. Los trabajos realizados en áreas de rápido retroceso del hielo del glaciar Casement (sureste de Alaska) y del Casquete



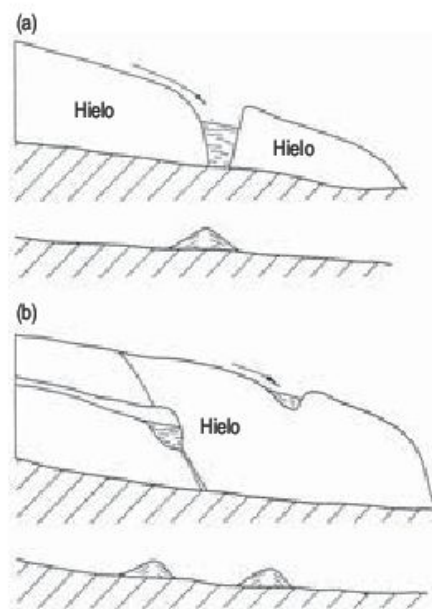
**FIGURA 14.30** Modelados fluvio-glaciares desarrollados en contacto con el hielo. (a) Etapa de deshielo. (b) Después de la retirada del glaciar (Summerfield, 1991; basado en Flint, 1971).



**FIGURA 14.31** Perfiles de eskers en el Glaciar Casement (Alaska) (a) y en Breidamerkurjökull (Islandia) (b) (Price, 1966 y 1969).

de Breidamerkurjökull (Islandia), a partir de fotografías aéreas obtenidas en distintos años y trabajadas fotogramétricamente, ponen de manifiesto que tanto los perfiles de la base, como de las crestas de los eskers han disminuido considerablemente de altura (Price, 1966, 1969) (Fig. 14.31). Este rebajamiento se debe a la presencia de hielo enterrado y fusión del mismo en el periodo entre la comparación de fotografías. Todo ello indica un origen endoglaciario o supraglaciario.

Los **kames** son pequeñas colinas constituidas por depósitos de arenas y gravas estratificadas. Su tamaño varía desde unos pocos metros a colinas cónicas de hasta 50 m de altura y de 400 m de base. Se generan por sedimentación en cubetas de hielo y en cavidades supraglaciares y endoglaciares (Johnson y Menzies, 1996) (Fig. 14.32). El término de kame también se utiliza para describir formas elaboradas en una posición particular dentro del glaciar o a lo largo del mismo. Cuando un canal desemboca en un lago situado en la masa de hielo se forman depósitos en sus márgenes, que con el deshielo dan lugar a un **delta de kame** (Fig. 14.30). Por acumulación de depósitos de canales que discurren entre la pared del valle y el borde lateral del hielo se originan las **terrazas de kame** (Fig. 14.33). En éstas, el lado del depósito cerca del hielo pre-



**FIGURA 14.32** Origen de los kames. (a) grieta abierta hasta la interfase hielo-roca y desarrollo de una cubeta en la que se acumulan los sedimentos. (b) las cavidades supraglaciares y endoglaciares producen formas similares a la anterior (Price, 1973).



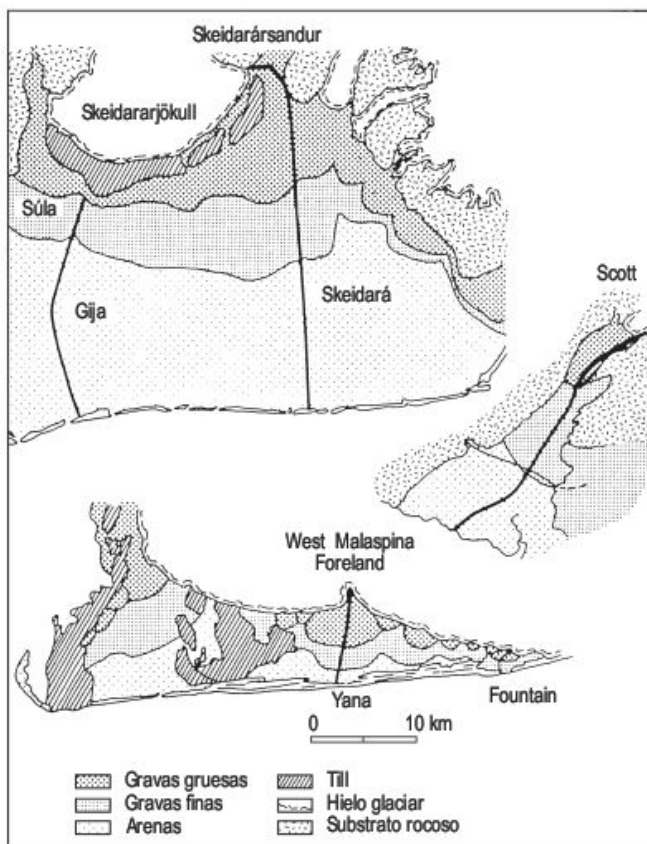


**FIGURA 14.33** Terraza de kame afectada por acaravamiento. Río Talon, Jura. Foto J. L. Peña.

senta un borde escarpado por la fusión del mismo. El **complejo de kames** se produce por acumulación de sedimentos en depresiones supraglaciares (**topografía kársica glaciar**) y posterior asentamiento por fusión del hielo. Los kames se modifican por subsidencia si tienen hielo infrayacente y se pueden generar depresiones subcirculares denominadas **kettle holes**. Cuando se tiene un conjunto de pequeñas colinas asociadas a depresiones, se utiliza el término de **topografía de kame y kettle**, que es equivalente al complejo de kame (Gray, 1991).

La descarga de grandes volúmenes de agua desde los márgenes de las masas de hielo da lugar al transporte y sedimentación de partículas lejos de los límites del hielo en diferentes medios, generando depósitos proglaciares (Tabla 14.1). En estas zonas la sedimentación fluvio-glacial es dominante, como consecuencia del descenso de la capacidad de transporte de las aguas de deshielo. La descarga va asociada a una red de canales trenzados de gran movilidad lateral que depositan gravas y arenas, constituyendo extensas llanuras deposicionales llamadas **outwash** o **sandur** (en plural, **sandar**) (Maizels, 1995) (Fig. 14.24). Son análogos a los abanicos aluviales, pero con un gran influjo de las fuertes variaciones estacionales. El tamaño de las partículas en los sandar disminuye desde las áreas próximas al glaciar hasta las zonas distales (Boothroyd y Nummedal, 1978) (Fig. 14.34). Los perfiles longitudinales son cóncavos, mientras que los transversales son, por lo general, convexos. Los **valles de sandar** se forman cuando están confinados por artesas glaciares (Fig. 14.35), mientras que los que se desarrollan en los márgenes de los casquetes de hielo se denominan **llanuras de sandar** (Fig. 14.24). La zona proximal de un sandar tiene pocos canales de deshielo y se caracteriza por una superficie de gravas con numerosas depresiones cerradas, resultantes de la fusión de hielo enterrado, que se la conoce por los términos **kettled**

**sandar** o **pitted outwash** (Price, 1969) (Fig. 14.36). Lejos de las masas de hielo aumenta el número de canales trenzados, que son poco profundos (1-2 m), muy cam-



**FIGURA 14.34** Distribución del tamaño de grano en algunos sandar. El Skeidararsandur está en Islandia y los sistemas Scott y Malaspina en Alaska (Boothroyd y Nummedal, 1978).





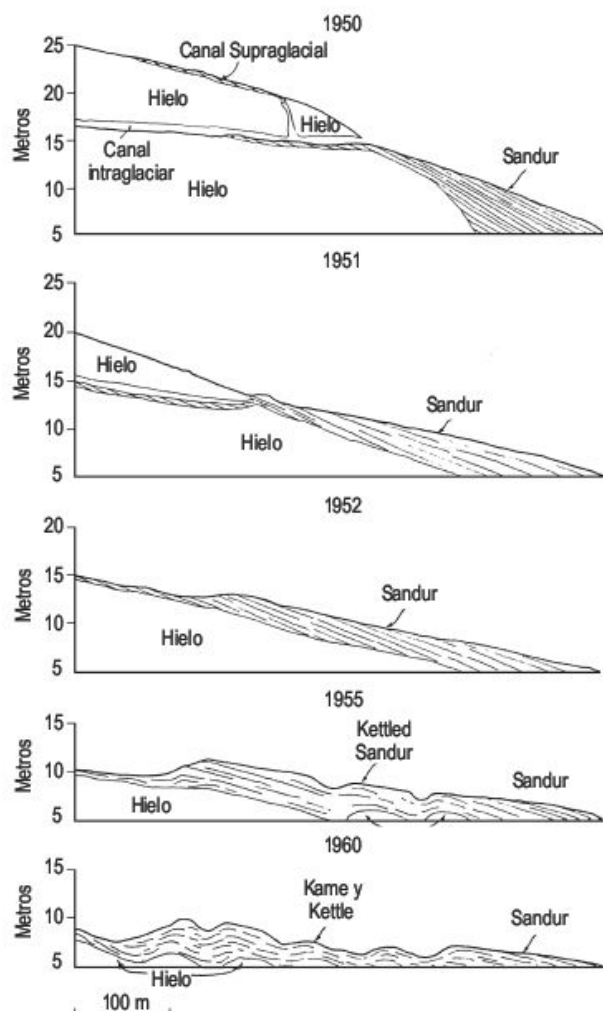
**FIGURA 14.35** Casquete de Myrdalsjökull (Islandia) y valle de sandur. Foto F. Gutiérrez.

biantes y que suelen inundarse durante descargas importantes. Finalmente, la zona distal se caracteriza por la presencia de lagos proglaciares. Durante las fases de retirada del glaciar las zonas proximales de los sandar se erosionan y se desarrollan nuevos sandar a partir de los anteriores.

La presencia de lagos es muy frecuente en los medios fluvio-glaciares, sobre todo en posiciones marginales y proglaciares. La descarga de materiales en los mismos da origen a **playas y deltas glaciolacustres**. Si el lago se drena con posterioridad, los depósitos de fondo constituyen **llanuras de origen lacustre**. Estos depósitos son de carácter rítmico y reflejan variaciones estacionales. Se les denomina **varvas** y se han utilizado en cronología absoluta con resultados muy diversos. Cada varva consta de un par formado por arena que se sedimenta en verano y limo que se deposita el resto del año. Se ha criticado el valor del método, ya que puede formarse más de un par en un solo año y en otros no depositarse ninguno por variaciones en la descarga o desviaciones de los canales que alimentan al lago (Smith *et al.*, 1982).

Debido a que los valles tributarios quedan represados con frecuencia por el valle glacial principal (Fig. 14.37), los depósitos de morrena se interdigitan con depósitos marginales fluviales y lacustres (Bordonau, 1992, 1993) (Fig. 14.38).

En glaciares próximos al mar, la descarga de aguas de deshielo en estuarios, fiordos y bahías produce la acumulación de gran cantidad de sedimentos glaciares y fluvio-glaciares (Fig. 14.39). Si estos sedimentos emergen como resultado del levantamiento glacioisostático, que tiene lugar con posterioridad a una glaciación, dan lugar a **playas y deltas levantados y lodos de fondo emergidos glaciomarinos** de morfología similar a los glaciolacustres. El reconocimiento de estos depósitos como marinos se realiza por su contenido faunístico.



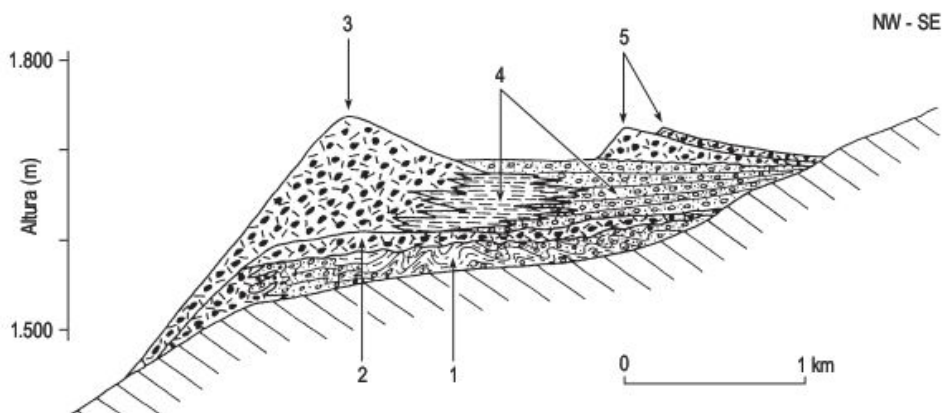
**FIGURA 14.36** Esquema que indica las formas resultantes de la sedimentación de canales supraglaciares e intraglaciares. La secuencia ha sido obtenida a partir de fotografías aéreas en Breidamerkurjökull (Islandia) (Price, 1969).





**FIGURA 14.37** Morrena lateral y depresiones cerradas de obturación en el valle del río Miera (Cantabria).

**FIGURA 14.38** Sección transversal del complejo morrénico transversal de Cerler, valle del río Ésera, Pirineos centrales meridionales, España. (3) Morrena lateral. (1 y 2) Depósitos más antiguos. (4) Depósitos lacustres con interdigitaciones, que se forman como resultado del represamiento glaciar de un valle tributario. Un avance posterior en el valle tributario depositó cordones morrénicos terminales más jóvenes. (5) Todos los depósitos están relacionados con la última glaciación (Bordonau, 1993).



**FIGURA 14.39** Fusión y descarga de sedimentos en un frente glaciar en las Islas Shetland del Sur, Antártida. Foto J. López-Martínez

# 14.3 Geomorfología aplicada a las regiones glaciares

## 14.3.1 Introducción

Los problemas de carácter práctico existentes en las áreas glaciares se derivan, por un lado, de la actividad de las masas de hielo actuales y, por otro, de las características de los materiales sedimentados por los glaciares y sus aguas de fusión en épocas pretéritas. La deglaciación ha llegado a ser un problema importante para los poblamientos humanos y también para el desarrollo sostenible en zonas de alta montaña, especialmente en las áreas semiáridas, las vertientes orientales de los Andes y las Cordilleras de Asia Central. En estas zonas los glaciares son auténticos reservorios, ya que el agua de fusión permite el suministro de agua y los riegos. Como el retroceso de los glaciares ha sido importante, la disponibilidad hídrica se ha reducido considerablemente (Etzelmüller y Hagen, 2004).

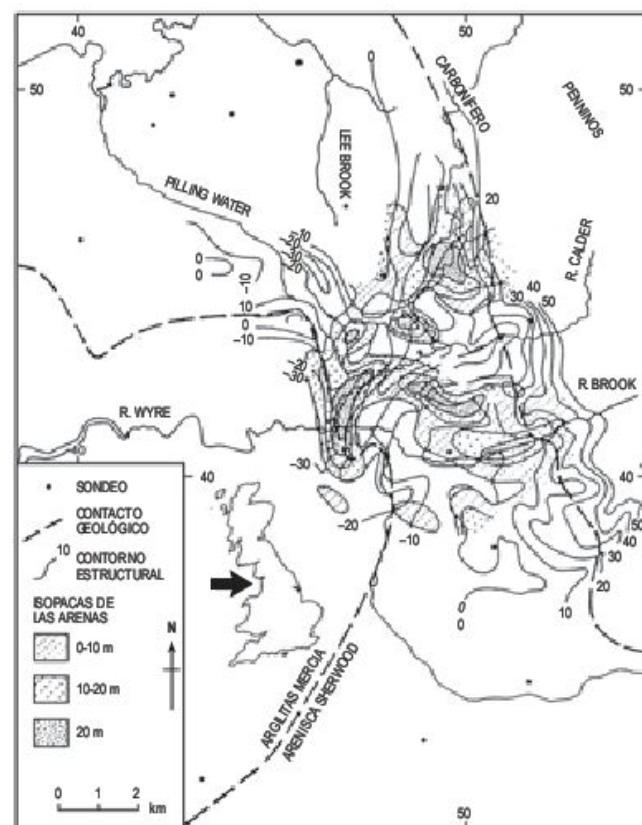
Algunos de los procesos funcionales que se desarrollan en las acumulaciones de hielo traen consigo diferentes riesgos geomórficos (Carton, 2005) de distinta magnitud, que se analizarán con posterioridad. En contraposición, estas áreas producen numerosos beneficios para el hombre. Los derivados del turismo, como la observación del paisaje, la práctica del esquí, el montañismo y otros deportes, han experimentado un auge considerable en las últimas décadas. El deshielo estival en las zonas montañosas conduce al aprovechamiento de excelentes saltos de agua para la obtención de energía hidroeléctrica. Además, este agua de fusión glacial es una fuente importante para la puesta en regadío de extensas zonas áridas del globo terráqueo, como el Desierto del Thar en el noroeste de la India, regado por los grandes Canales de Indira Gandhi y Bhakra y su red subsidiaria, desierto litoral de Perú-Chile y áreas de Mendoza y San Juan al pie de la Precordillera de los Andes argentinos. Todas las aguas de estos sistemas de irrigación resultan, en gran parte, de la fusión de las nieves y hielos de las cordilleras adyacentes.

Otros de los recursos importantes se derivan del aprovechamiento del agua subterránea contenida en los depósitos cuaternarios de origen glacial. Así, en América del Norte, una gran parte del agua de uso doméstico e industrial se extrae de materiales fluvio-glaciares (Thornbury, 1954). Uno de los rasgos más significativos de estas secuencias glaciogénicas es la gran variabilidad de tamaño de grano, espesor y geometría y, por consiguiente, los diferentes niveles presentan valores de transmisividad, permeabilidad y almacenamiento muy dispares (Derbyshire y Lowe, 1986). El till es un acuífero pobre por la arcilla que contiene, mientras que los depósitos de gravas y arenas constituyen excelentes reservorios de aguas subterráneas

(Lloyd, 1983) (Fig. 14.40). Las constantes variaciones laterales existentes en estos registros traen consigo la presencia de barreras para el flujo del agua, que dificultan enormemente el conocimiento de las características del acuífero. En ocasiones, la presencia de valles preglaciares fosilizados por este tipo de depósitos pueden constituir áreas de gran almacenamiento de agua, por lo que se hace necesario tener un conocimiento lo más preciso posible de la historia geomorfológica de la región.

## 14.3.2 Riesgos producidos por la actividad de las masas de hielo

Tufnell (1984) consideró, además de los icebergs, tres tipos principales de riesgos glaciares, tales como las avalanchas de hielo, lagos de represamiento glacial y los



**FIGURA 14.40** Mapa de contornos estructurales del techo de la Arenisca Sherwood, con isopacas de las arenas fluvio-glaciares suprayacentes en la zona de Fylde de Lancashire (Lloyd, 1983).





**FIGURA 14.41** Icebergs entre Terranova e Islandia. Foto F. Pueyo.

riesgos derivados de la expansión y retroceso de los glaciares en zonas de montaña que afectan a poblaciones humanas, carreteras, pueblos, plantas hidroeléctricas, canales de riego y campos de cultivo (Derbyshire *et al.*, 2001).

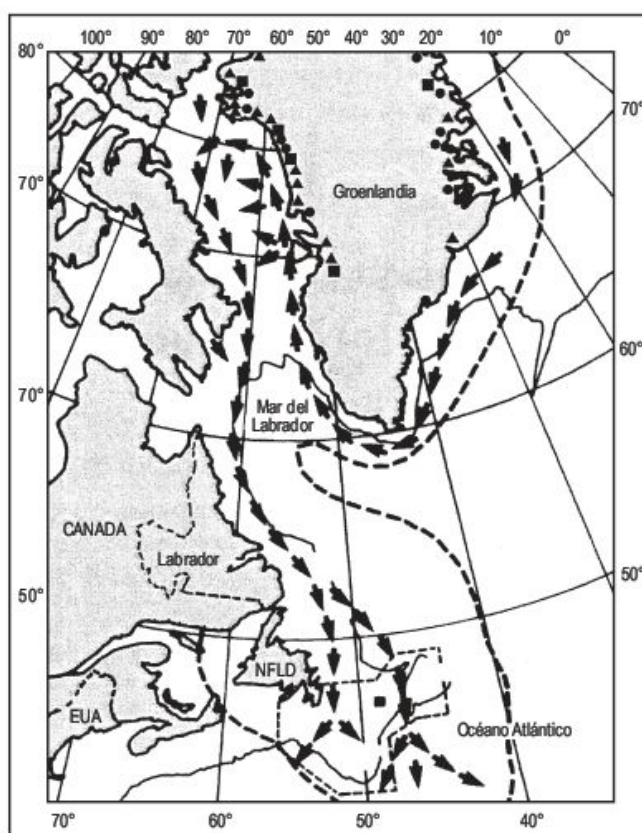
#### 14.3.2.1 Icebergs

Resultan de la rotura de masas de hielo, fundamentalmente casquetes de hielo, al llegar a mares u océanos (Fig. 14.41). Constituyen un riesgo para la navegación y también para las plataformas de perforación petrolífera. Esta última circunstancia ha impulsado los estudios de predicción del movimiento de los icebergs frente a la costa oriental de Canadá (Marko *et al.*, 1988) (Fig. 14.42). Pueden viajar miles de kilómetros antes de desintegrarse. Su movimiento está impulsado por el sistema de corrientes superficiales oceánicas, pero puede estar afectado por corrientes más profundas o por el viento.

Frente a la costa oriental de América del Norte los icebergs proceden del Casquete de Groenlandia y se desplazan por la Corriente del Labrador. Unos cien icebergs o más cruzan al mes, durante el periodo marzo-agosto, las líneas latitudinales con derivas del orden de 14 km/día, pero por debajo de 50° N son más raros. En la Antártida los icebergs viajan paralelos al continente en dirección oeste hasta que encuentran corrientes procedentes del este que les alejan de la costa (Hambrey y Alean, 1992).

#### 14.3.2.2 Avalanchas de hielo

El estudio de las mismas es muy importante puesto que afectan a pueblos, rutas de transporte, estaciones de esquí e instalaciones para la producción de energía hidroeléctrica. Se producen en zonas de montaña y son mucho más raras que las avalanchas de nieve, aunque en ocasiones son frecuentes y constituyen una atracción turística, como la cara escarpada del Balmhorngletscher en Suiza (Hambrey y Alean, 1992). Las investigaciones llevadas a cabo sobre



**FIGURA 14.42** Sistema de circulación de los icebergs frente a la costa oriental de Norteamérica (El-Sabh y Murty, 1988).

fotografías aéreas permiten conocer sus recorridos máximos, datos muy valiosos de cara a ponderar el riesgo. Pero el avance de las avalanchas de hielo depende de la rugosidad del terreno y de la época de su desencadenamiento (McClung y Schaerer, 1993). Así, en invierno la velocidad es mayor debido a que la avalancha se desplaza sobre una



cobertera de nieve que facilita el desplazamiento; por el contrario, en verano aumenta la fricción y el movimiento es más lento. Las avalanchas de hielo se denuncian por una rotura, que crea nuevas grietas, y desprendimiento de bloques de hielo que tienen lugar unas semanas antes del desencadenamiento. A veces, las avalanchas de hielo se elevan cientos de metros en la ladera opuesta del valle.

La avalancha de hielo más antigua conocida tuvo lugar en el Cantón de Valais (Suiza), el 31 de agosto de 1597, en la que una masa de hielo se desprendió del Balmengletscher y cayó en el pueblo de Eggen al que sepultó con sus 81 habitantes (Tabla 14.2). También en este mismo Cantón, en Mattmarm-valle de Saas, se desprendió una masa de hielo, el 30 de agosto de 1965, durante la construcción de una presa con fines hidroeléctricos. La avalancha de hielo procedía de la lengua del Allalingsletscher y movilizó un millón de metros cúbicos, que sepultaron la zona de construcción y produjeron la muerte de 88 trabajadores (Hambrey y Alean, 1992; McClung y Schaerer, 1993). Esta importante catástrofe sirvió de catalizador a las investigaciones sobre las avalanchas de hielo, en especial en lo relativo a los mecanismos generadores. A partir de entonces, se efectúan cálculos de resistencia de presas frente al tren de olas generadas en el vaso como consecuencia de la actuación de las avalanchas. También es muy conocida la avalancha de hielo que se desencadenó el 14 de agosto de 1949 en el glaciar del Tour, Alpes franceses, en la que se desprendió la parte inferior del glaciar, de gran pendiente, movilizándolo unos tres millones de metros cúbicos, produciendo la muerte de seis excursionistas. Las causas se interpretan por el debilitamiento de la lengua glaciar, debido a la alternancia, en los días anteriores, de fuertes calores diurnos y noches frías, que produjeron importantes fusiones y recongelaciones (Vivian, 1979).

### 14.3.2.3 Lagos de represamiento glaciar

Estos lagos marginales pueden originarse en la unión de dos glaciares de valle o cuando en un valle sin hielo penetra una lengua glaciar cubriéndola transversalmente. Como conse-

cuencia del represamiento glaciar se van rellenando paulatinamente, sobre todo durante el verano. Puede ocurrir que el lago se rellene por completo y vierta sus excedentes de agua por canales de desbordamiento supraglaciares o marginales. Otra posibilidad surge del escape rápido del agua o de la rotura súbita de la presa del hielo, que producen salidas bruscas del agua del reservorio, las cuales pueden dar lugar a inundaciones, con frecuencia catastróficas, aguas abajo del valle. Estos rellenos y salidas de agua pueden tener una ciclicidad anual, pero las roturas son impredecibles (Benn y Evans, 1998).

Los lagos represados suelen ser más frecuentes en las regiones polares y subpolares y drenan por canales de desbordamiento, mientras que en las presas de hielo de glaciares templados es más fácil la evacuación de las aguas por roturas rápidas de la masa glaciar (Fig. 14.43). Estos lagos de las latitudes templadas son más pequeños que los existentes en las regiones polares, pero su proximidad a áreas de actividad humana hace que el riesgo sea muy elevado y los daños cuantiosos cuando se produce la rotura (Hambrey y Alean, 1992).

Estos lagos represados por el hielo suelen drenar periódicamente, lo que parece indicar que la profundidad del agua y su consiguiente presión hidrostática pueden ser el factor principal que controla el drenaje del lago. Se han propuesto diversos mecanismos de rotura de presas de hielo. Cuando la presión hidrostática del agua del lago es superior a la presión del hielo de la presa se produce la ruptura basal del cuerpo de hielo y el lago drena subglacialmente. Otro factor está ligado al incremento de las grietas como consecuencia del flujo del hielo y de la elevada presión hidrostática. Por otra parte, el drenaje existente en la masa de hielo a través de pequeños canales produce el ensanchamiento de los mismos con el consiguiente debilitamiento de la presa. A estos factores hay que añadir las sacudidas sísmicas que incrementan la inestabilidad del sistema (Costa, 1988b).

La consecuencia de estos escapes súbitos de las aguas lacustres son las enormes inundaciones, denominadas en Islandia **jökulhlaups**, que dan lugar a movilizaciones gi-

**TABLA 14.2** Algunos desastres relacionados con los glaciares en Suiza (excluyendo los que afectan a montañeros) (Hambrey y Alean, 1992).

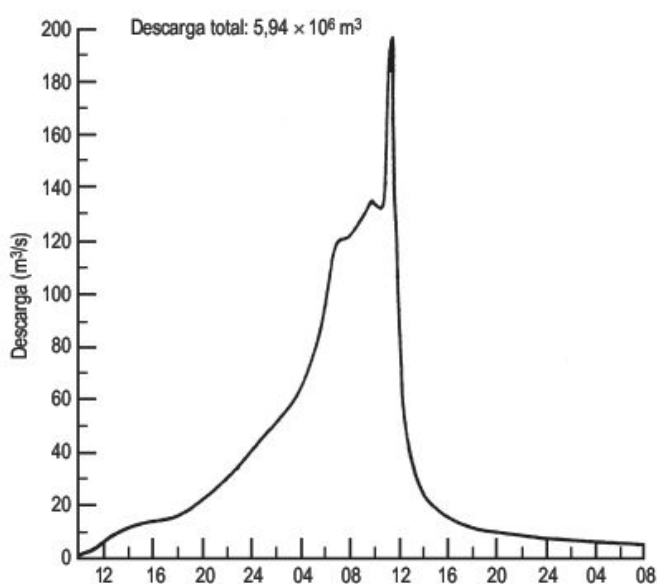
Año	Localización	Tipo	Muertos
1595	Glaciar de Giétro	Rotura súbita de un lago represado	160
1597	Balmengletscher	Avalancha de hielo	81
1636	Weisshorn	Avalancha de nieve y hielo	37
1782	Altels	Avalancha de hielo	4
1818	Glaciar de Giétro	Rotura súbita de un lago represado	40
1819	Weisshorn	Avalancha de nieve y hielo	2
1895	Altels	Avalancha de hielo	6
1965	Allalingsletscher	Avalancha de hielo	88





**FIGURA 14.43** Lago represado por el Glaciar Perito Moreno (Argentina), donde se producen periódicos desprendimientos y desbordamientos. Foto J. López-Martínez.

gantescas de sedimentos que construyen los sandar o llanuras de gravas y arena (Maizels, 1997). Esta actividad con frecuencia suele ser catastrófica. En estas inundaciones se reconocen dos tipos de hidrógrafas (Costa, 1988). Una presenta una curva de ascenso muy brusca con un pico neto, que es casi imposible de medir adecuadamente, seguido de un limbo descendente abrupto; el intervalo de tiempo entre el comienzo del ascenso y el final del descenso suele ser de minutos a horas. Estas hidrógrafas corresponden a roturas súbitas de presas de hielo. En el otro tipo de hidrógrafa (Fig. 14.44) la curva ascendente es gradual, con pico neto y descenso muy brusco que corresponde al agotamiento del reservorio; el intervalo de tiempo entre el comienzo y el final de la descarga es de horas a



**FIGURA 14.44** Jökulhlaup de julio de 1967 en Ekalugad Fjord, Isla de Baffin, generado por desbordamiento de una presa de hielo (Church, 1988).

días. Estos rasgos de la hidrógrafa se deben a inundaciones producidas por ensanchamiento de túneles intraglaciares o desbordamientos de lagos (Church, 1988).

Los ejemplos más clásicos y mejor estudiados corresponden a Islandia, aunque en este país la actividad volcánica se superpone a la de los glaciares. Los casos más espectaculares van ligados a la conjunción de ambos ambientes y serán analizados con posterioridad. No obstante, conviene señalar que durante la recesión reciente de los glaciares, después de la Pequeña Edad del Hielo (Grove, 1988), los jökulhlaups han sido más frecuentes pero de menor caudal, debido al adelgazamiento de las barreras de hielo.

En los Alpes se conocen numerosos casos de roturas de presas glaciares. Desde el año 1600 en el valle del Otz, Alpes del Tirol austriaco, se registran inundaciones (Fig. 14.45). El glaciar tributario Vernagt penetra en el río y genera un lago de represamiento, que se ha roto numerosas veces (Grove, 1988; Gerrard, 1990). También se reconocen estas roturas en el glaciar de Allalin (Suiza) y en el glaciar de Gietroz, con inundaciones que han sido muy catastróficas a lo largo de su historia y que han registrado 140 muertos en 1595 y 50 en 1818 (Vivian, 1979).

Igualmente, existe abundante documentación relativa a roturas súbitas de lagos existentes en el interior de los glaciares alpinos. La catástrofe más importante conocida en esta región es la que tuvo lugar el 12 de julio de 1892, como consecuencia de la ruptura de una cavidad subglaciar en el glaciar de Tête Rousse, en la vertiente occidental del Mont-Blanc, cuya inundación produjo 175 muertos y grandes pérdidas materiales. También se conocen estas roturas en el glaciar de Miage, con numerosas inundaciones en los dos últimos siglos, y en el glaciar de Trient, que tienen lugar con una periodicidad de tres a cinco años en los meses de julio o agosto (Vivian, 1979).

Otro tipo de lagos de represamiento son los producidos por las **morrenas terminales**, que se rellenan por aguas de fusión y de lluvia (Fig. 14.46). Presentan la peculiaridad





**FIGURA 14.45** Fechas de desastres provocados por el torrente Fischbachenchängenfeld. Valle del Oetz. Alpes del Tirol (Austria). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 14.46** Lago de origen glaciar, represado por un arco de morrena terminal. Cordillera Blanca, Perú. Foto J. López-Martínez.

de que el till glaciar se erosiona fácilmente durante los deshielos rápidos de los glaciares o con las tormentas. El canal de desbordamiento incide rápidamente en los depósitos y como consecuencia se produce un aumento rápido de los volúmenes de agua evacuados. Para evitar el desbordamiento y la subsiguiente destrucción de la presa morrénica se perforan conductos hasta el lecho para su drenaje. Un ejemplo de destrucción catastrófica de un lago de morrena terminal fue el que tuvo lugar en el valle del Río Santa Ana (Andes peruanos) el 15 de marzo de 1941. Produjo una gran inundación que arrasó el pueblo de Huaraz y causó la muerte a 6.000 personas (Hambrey y Alean, 1992).

#### 14.3.2.4 Volcanismo y glaciares

Cuando el calor liberado por la actividad volcánica afecta a los glaciares puede producirse una súbita fusión de las masas de hielo. El agua resultante, al mezclarse con las ce-

nizas volcánicas, da lugar a **lahares** o flujos de barro que se movilizan gravitacionalmente, pudiendo afectar a la actividad humana existente en las parte bajas del aparato volcánico. Si el agua de fusión alcanza grandes volúmenes puede generar espectaculares y dramáticas inundaciones.

Tres ejemplos de distintas partes del mundo, muy alejadas entre sí, sirven para ilustrar el dramático desarrollo de lahares y las terribles consecuencias tanto en vidas humanas como en pérdidas económicas. En la Isla Norte de Nueva Zelanda se encuentra el volcán Ruapehu (2.797 m), en el que la víspera de Navidad de 1953 tuvo lugar una rotura súbita de un lago del cráter, a la que se sumó la fusión de nieve y hielo, originando un lahar que destruyó un puente de ferrocarril, poco antes de que pasara un expreso. La locomotora y cinco vagones cayeron al lecho del río y perecieron 151 personas (Francis, 1993).

El volcán Mount St. Helens (2.950 m), situado en el estado de Washington en la Cordillera de las Cascades, en-



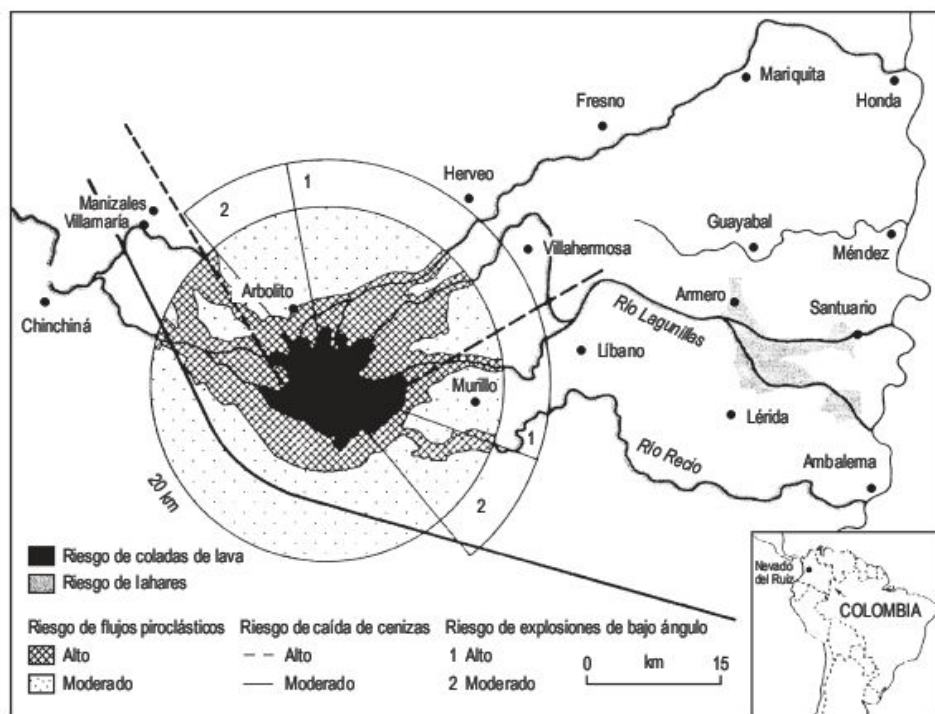
tró en erupción el 18 de mayo de 1980, aunque dos meses antes comenzó su actividad señalada por eventos sísmicos y pequeñas erupciones freáticas. El volcán estaba sometido a una estrecha vigilancia, lo que evitó males mayores (Crandell *et al.*, 1975; Wesson, 1983). La gran erupción produjo la rotura de la pared norte de la montaña y redujo la altura del volcán en 400 m, a la vez que se desencadenaron grandes avalanchas de hielo. Las cenizas resultantes de la explosión cubrieron los glaciares próximos a la cumbre y en los años siguientes avanzaron como consecuencia de la protección de la radiación solar. Por otra parte, se originaron grandes lahares de hasta 30 km de longitud, que destruyeron las casas y el bosque que encontraron a su paso. Algunas presas los contuvieron y en otros ríos, los árboles arrastrados fueron retenidos por los puentes y represaron las aguas, dando origen a inundaciones y a la rotura posterior de los puentes por empuje del agua. Como consecuencia de esta erupción perecieron 57 personas y las pérdidas materiales se calculan en unos 1.000 millones de dólares (Lipman y Mullineaux, 1981; Hickson y Peterson, 1990).

En los Andes colombianos se localiza el volcán Nevado del Ruiz (5.400 m) a 5° de latitud norte, que está coronado por un casquete de hielo. El 13 de noviembre de 1985 entró en erupción, que fue de baja magnitud con pocos productos piroclásticos emitidos. La erupción, como en el caso anterior, estaba anunciada un año antes por actividad sísmica y una explosión freática. A pesar de la baja energía de la erupción se desencadenaron avalanchas de hielo y nieve, pero sobre todo las cenizas fundieron la masa de hielo y las aguas resultantes arrastraron gran cantidad de cenizas recientes y antiguas creando lahares o ave-

nidas de barro, que se movilizaron gravitacionalmente hacia los valles adyacentes densamente poblados (Fig. 14.47). Los lahares se produjeron en dos fases principales. En la vertiente oeste se encauzaron por el río Lagunillas, desplazándose a velocidades de 30-40 km/hora, hasta alcanzar a media noche la población de Armero, situado a unos 60 km del volcán. El pueblo fue prácticamente sepultado en pocos minutos por los lahares y murieron 22.000 personas. También en la localidad de Chinchiná, situada en la vertiente oriental, los flujos de lodo se cobraron la vida de 2.000 personas (Parra y Capeda, 1990; Voight, 1990).

Un aumento de temperaturas en la base de los glaciares templados o polares, debido al calor geotérmico, trae consigo la fusión de la masa de hielo y como consecuencia el desarrollo de lagos subglaciares. Probablemente los mayores se encuentran bajo el casquete de la Antártida (Hambrey y Alean, 1992). El mayor de todos los lagos subglaciares conocidos es el denominado Lago Vostok, situado bajo casi 4 km de hielo en la vertical de la estación antártica rusa del mismo nombre. El lago posee una superficie aproximada de 15.000 km<sup>2</sup>, una profundidad media de sus aguas de 125 m o más y un considerable espesor de sedimentos acumulados en su fondo (Kapitsa *et al.*, 1996). Trabajos recientes en relación con el Lago Vostok (Siegert, 2005a, b) ponen de manifiesto por la reflexión por radar la presencia de unos 100 lagos subglaciales. El mayor es el Lago Vostok de 250 km de largo y 50 km de ancho. Su origen se debe a la fusión infrayacente del hielo (Kapitsa *et al.*, 1996) o a un origen proglaciario en la que un lago sobrevivió a la glaciación Antártida, hace unos 15 millones de años (Duxbury *et al.*, 2001). La primera al-

**FIGURA 14.47** Mapa de riesgos volcánicos del Nevado del Ruiz (Colombia), recopilado en noviembre de 1985 (en Chester, 1993).





ternativa parece la más viable, produciéndose la fusión del hielo por calor geotérmico. Los lagos existentes bajo los pequeños casquetes de Islandia contienen una historia bien documentada de la actividad volcánica bajo el hielo glaciar y de sus consiguientes inundaciones. El 10% de estos casquetes de hielo recubren zonas de rift volcánicamente activas.

Cerca del centro del casquete de Vatnajökull se encuentra el lago subglaciar Grímsvötn, que está situado en una zona geotérmica activa y en la que se han producido numerosas erupciones en tiempos históricos (Thorarinson, 1953a). Cuando se produce la rotura del lago se generan enormes inundaciones (jökulhlaups) en las llanuras de Skeidarársandur de 1.000 km<sup>2</sup> y 1/200 de pendiente, situadas al sur del casquete y que constituyen el sandur mayor de Islandia. En los últimos tiempos ha habido una media de doce inundaciones cada diez años y el volumen medio de cada inundación ha sido de 3-3,5 km<sup>3</sup> y la máxima descarga de 10.000 m<sup>3</sup>/seg. Cada jökulhlaup ha transportado unos 30 millones de toneladas (Bjornsson, 1979). Estas inundaciones pueden producirse por aumento de calor geotérmico o por una erupción, como la de 1934 en la que el total de sedimentos movilizados fue de 150 millones de toneladas. En la llanura de Skeidarársandur, como consecuencia de sus numerosas inundaciones, se hace difícil el establecimiento de una red de carreteras permanente en el área.

Por debajo del casquete de Myrdalsjökull, el más meridional de Islandia, se encuentra el volcán Katla del que se conocen erupciones desde 1625. La última erupción físural fue en 1918 y en ella la descarga registrada fue de 200.000 m<sup>3</sup>/seg. Como consecuencia de esta inundación la costa meridional avanzó 200 m y se calcula que desde 1660 ha progradado 2,2-2,5 km (Bjornsson, 1979).

### 14.3.3 Problemas derivados de la glaciectónica

La **glaciectónica** se define como la deformación estructural de las rocas y sedimentos inducida glaciariamente como resultado directo del movimiento del glaciar o carga del mismo (Aber *et al.*, 1989). Las deformaciones producidas como consecuencia de la actividad glaciar producen localmente severos disturbios en las formaciones geológicas existentes (Harris y Murton, 2005; Waller y Tuckwell, 2005), que se manifiestan por plegamiento, fracturación y brechificación de las secuencias estratigráficas y por una reducción de la resistencia mecánica de las rocas o sedimentos. Por consiguiente, es importante poseer un conocimiento lo más minucioso posible, ya que estas deformaciones pueden tener una incidencia manifiesta en prospección de minerales, labores mineras, ingeniería civil y cartografía de suelos.

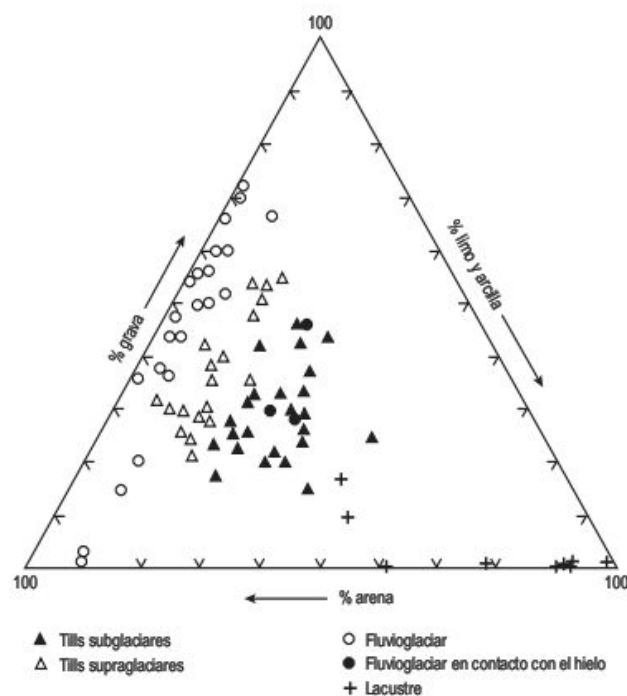
En algunas minas del oeste de Canadá se reconoce una importante actividad glaciectónica (Aber *et al.*, 1989) en

la que se ha producido la movilización por cabalgamiento de hasta 12.000.000 m<sup>3</sup> de carbón, generándose hacia la raíz del mismo una depresión que está enmascarada por una cobertera posterior de sedimentos. El carbón al estar cerca de la superficie se ha oxidado, por lo que se ha reducido su valor calorífico y además se ha incrementado su contenido en humedad, por lo que no se explota (Aber y Ber, 2007).

Otras veces el substrato puede estar afectado por la deformación glaciectónica, lo que trae como consecuencia una disminución de su resistencia al cizallamiento. Bajo estas circunstancias pueden producirse deslizamientos a favor de estos materiales debilitados, que llegan a afectar a carreteras y puentes, como ocurre con las argilitas del Cretácico superior en el valle del río South Saskatchewan (Canadá) (Krahn *et al.*, 1979).

### 14.3.4 Algunas consideraciones sobre ingeniería geológica en áreas que han estado ocupadas por los hielos

La característica más significativa de las secuencias de origen glaciar es su gran variabilidad en el tamaño de grano (Fig. 14.48), estructura interna, potencia, geometría y forma superficial. Con frecuencia, estos cambios tienen lugar en distancias muy pequeñas. Como es lógico, esta variabilidad presenta muchos problemas en las investigaciones de ingeniería civil (Derbyshire y Love, 1986).



**FIGURA 14.48** Sedimentos glaciogénicos y tamaño de grano (Derbyshire y Love, 1986).



Por todo ello, es básico disponer de mapas geológicos y geomorfológicos detallados y, a ser posible, adaptados a los fines señalados (Strachan y Dearman, 1983). Igualmente, las campañas de sondeos se hacen necesarias para precisar el espesor y geometría de estos depósitos glaciogénicos. Además, los ensayos de mecánica de suelos nos permiten conocer las propiedades geotécnicas y el comportamiento de estos materiales.

Es muy frecuente la utilización de depósitos de till y arenas y gravas fluvio-glaciares como material para la construcción. Por otra parte, los limos y arcillas glaciomarinas y glaciolacustres constituyen zonas de baja resistencia en estas secuencias glaciares y presentan serios problemas en la estabilidad de los taludes (Legget, 1974).

Las arcillas glaciomarinas, de algunos miles de años, elevadas al continente en épocas postglaciares por glacioisostasia, pueden presentar un comportamiento tixotrópico que las hace extremadamente peligrosas por su facilidad de deslizamiento. Estos sedimentos marinos tienen un elevado contenido en cloruro sódico, que se adhiere a las partículas de arcilla y proporciona cohesividad, pero cuando la sal se disuelve lentamente por agua dulce se reduce la cohesión, la arcilla se licúa y puede fluir a grandes distancias, incluso con pendientes muy pequeñas. Debido a este cambio de comportamiento y flujo posterior se las denomina **arcillas rápidas** y son muy frecuentes sobre todo en Canadá y Escandinavia (Veder, 1981; Aune, 1983). Su elevada sensibilidad junto con la fluidez de los materiales trae consigo que las arcillas rápidas sean muy susceptibles a los deslizamientos de flujo (Lefebvre, 1996).

Uno de los más importantes deslizamientos ligado a la actividad de arcillas rápidas es el que se produjo en la ciudad costera de Anchorage (Alaska) el 27 de marzo de 1964, que se desencadenó por un terremoto, el ma-

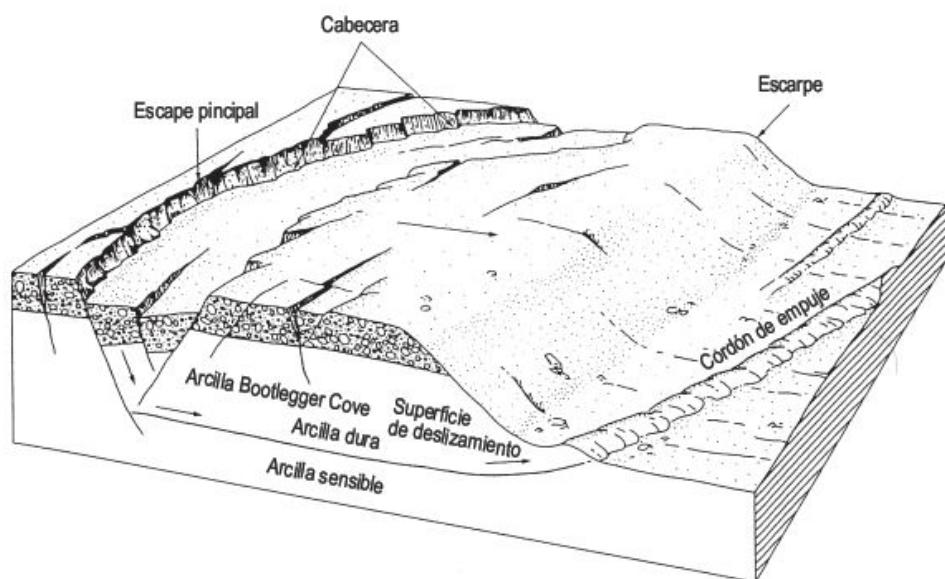
yor de los registrados en Norteamérica. La rotura parece que fué debida a la presencia de arcillas glaciomarinas saturadas en agua (Fig. 14.49). El deslizamiento se dirigió hacia los valles y ensenadas marinas y destruyó 75 casas de una zona residencial. En este tipo de deslizamiento los daños suelen ser máximos en las áreas del *graben* de cabecera y en los cordones de empuje de la zona frontal (Hansen, 1965).

### 14.3.5 Los depósitos de placer en los ambientes glaciares

Los placeres son acumulaciones de minerales pesados que han sido extraídos de la roca madre por procesos hídricos, eólicos y glaciares. Constituyen importantes recursos económicos y son mena de oro, diamante, platino, estaño y otros minerales. Los placeres de áreas sometidos a la acción de los hielos se explotan en el norte de Asia, Canadá y Alaska, aunque la mayoría de este tipo de explotaciones se encuentran en medios no afectados por la actividad glacial (Boyle, 1979).

Los depósitos de placer se localizan en un amplio espectro de ambientes sedimentarios, tales como aluviales, coluviales, glaciares, fluvio-glaciares, litorales y marinos (Levson y Morison, 1996). Los placeres aluviales se encuentran en cursos fluviales activos o abandonados, como arroyos, ríos trezados (*braided*) y meandriiformes, abanicos aluviales y abanicos-delta. El oro se concentra fundamentalmente junto con tamaños de cantos y bloques sueltos y en facies conglomeráticas (Fayzullin, 1969).

Los placeres fluviales son el tipo más frecuente y se localizan en aluviones recientes y en terrazas bajas (Fig. 14.50). En los ríos meandriiformes se encuentran en *point bars* y en la curva interna de los meandros. En los ríos trezados la distribución de los minerales pesados es es-

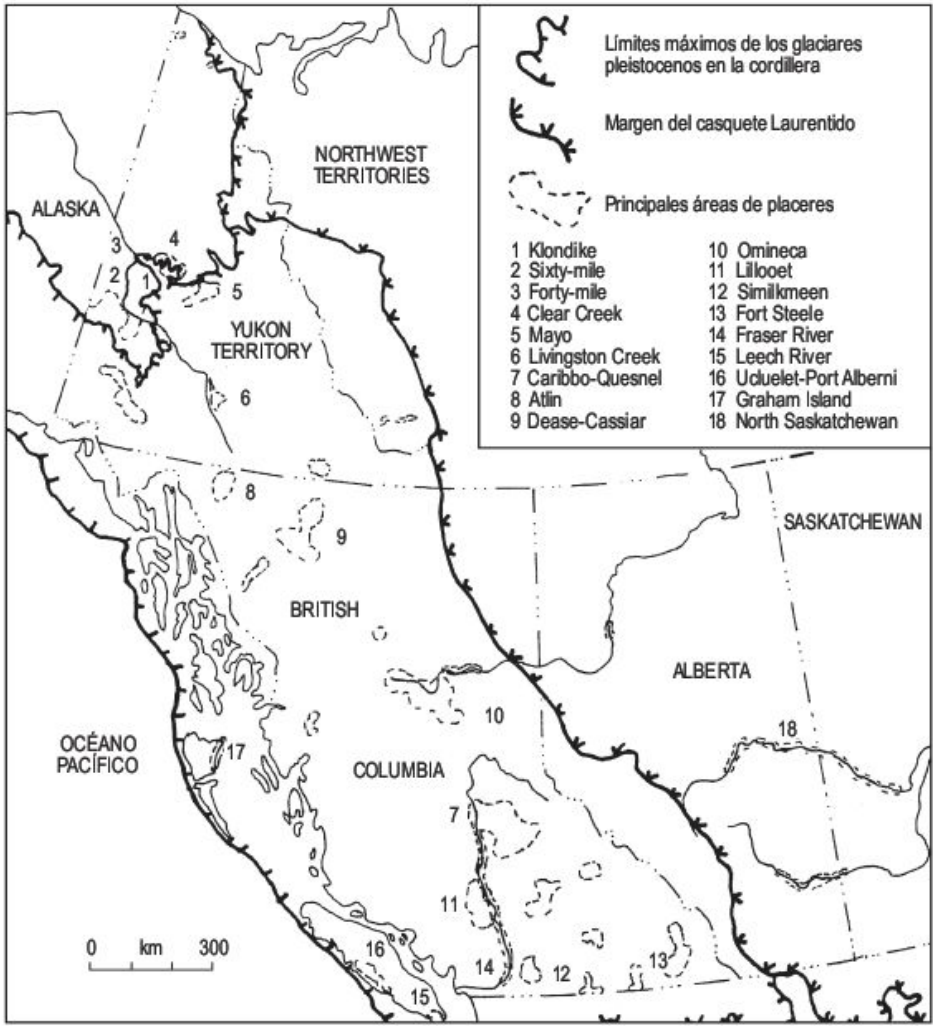


**FIGURA 14.49** Bloque diagrama del deslizamiento de Anchorage (Alaska), desencadenado por el terremoto de 27 de marzo de 1964 (Hansen, 1965).

porádica y discontinua; se localizan en barras transversas, inflexiones del canal, uniones de canales y segmentos donde el flujo es convergente (Smith y Minter, 1980).

En los abanicos aluviales los placeres se encuentran en gravas interestratificadas y en sedimentos de *debris flow*.

Estos se desarrollan después del comienzo de la retirada de los glaciares, en los que la carencia de vegetación facilita la inestabilidad de las laderas. Una vez que se desencadenan están sometidos a la erosión por aguas de fusión glaciár.



**FIGURA 14.50** Principales áreas de placeres aluviales en el oeste de Canadá en relación con los límites máximos de los glaciares pleistocenos (Levson y Morison, 1996).





# 15

## Geomorfología Periglacial

### CONTENIDO

- 15.1.** El dominio periglacial
- 15.2.** Formas periglaciares
- 15.3.** Algunos aspectos sobre Geomorfología aplicada a las regiones periglaciares



# 15.1

## El dominio periglacial

### 15.1.1 Introducción

El término periglacial fue utilizado por primera vez en 1909 por el polaco Lozinski para referirse a las condiciones climáticas y geomorfológicas de las zonas periféricas de los casquetes de hielo pleistocenos. Con posterioridad, este término se ha extendido para designar procesos y características de climas fríos, sin tener en cuenta su proximidad temporal o espacial con los glaciares. De este modo, existen extensas zonas, como Siberia oriental (Jahn, 1975), sin ninguna conexión con las áreas glaciares en las que la actividad periglacial es dominante. Como consecuencia, este término ha tenido usos muy diversos debido a lo impreciso de su definición, incluso se ha propuesto una alternativa al mismo introduciendo el vocablo Geocriología, muy utilizado por los investigadores rusos (Washburn, 1979). Esta ciencia se puede definir como aquella que se preocupa del estudio de los materiales terrestres que tienen temperaturas por debajo de 0 °C, es decir terrenos permanente o estacionalmente helados (Washburn, 1979; French, 1996).

Los ambientes periglaciares se caracterizan por un predominio de los ciclos de hielo y deshielo del terreno y por la existencia de un permafrost o terreno perennemente helado. Ambos o uno de ellos son comunes a todo el dominio periglacial. Así, algunas de las formas periglaciares no están asociadas con la presencia de permafrost. El dominio periglacial se desarrolla en las zonas polares y en áreas alpinas de latitudes medias y bajas de muchas cordilleras del mundo (Harris, 1988). Este dominio periglacial ocupa en la actualidad una quinta parte de la superficie del globo y, en periodos fríos pleistocenos, se estima que otro 20% adicional ha experimentado condiciones periglaciares (French y Karte, 1988).

Muchos paleoclimatólogos reconocen la importancia en el modelado climático de los fenómenos periglaciares en las reconstrucciones paleoclimáticas y del permafrost (Isarin, 1997). Los ecólogos y científicos ambientales señalan la vulnerabilidad de las regiones periglaciares actuales debido al incremento de la presión antrópica y a las implicaciones del cambio climático esperado (Vanderbergh y Thorn, 2002).

Los ambientes periglaciares presentan una amplia variedad climática, con temperaturas medias anuales próximas o muy por debajo del punto de congelación y, por lo general, con una amplitud térmica anual importante. Las precipitaciones totales anuales oscilan considerablemente de unos ambientes a otros, con valores que fluctúan entre 130 y 1.400 mm para Peltier (1950) y entre 50 y 1.250 mm

para Wilson (1969). Tricart (1967) establece las diferencias climáticas de los medios periglaciares teniendo en cuenta la combinación de la temperatura, precipitación, viento y distribución estacional. Se distinguen tres grandes tipos de climas periglaciares:

- Climas secos con inviernos rigurosos.** Se localizan en la zona subpolar del Hemisferio Norte. Tienen temperaturas muy bajas en invierno, veranos muy cortos, precipitaciones débiles y vientos muy violentos. Estos climas son los que poseen un pergelisuelo actual. Por lo tanto, este tipo climático se caracteriza por un sistema morfogenético en el que existe una influencia fundamental de la helada, un papel muy reducido de las aguas de escorrentía y una importante acción del viento.
- Climas húmedos fríos con inviernos pronunciados.** Se diferencian dos tipos: ártico y de montaña. El **tipo ártico** tiene una influencia oceánica que se traduce en grandes irregularidades climáticas. Las temperaturas son similares al clima A pero con una menor amplitud anual, precipitaciones superiores a los 300 mm, vientos muy fuertes y existencia de permafrost. Como consecuencia, la helada es menos intensa y duradera que en A, la acción eólica se reduce por la cobertera de nieve y la arroyada es relativamente importante. El **tipo de montaña** se desarrolla en áreas de pradera alpina de las zonas templadas. Las temperaturas son similares al tipo ártico, pero con medias anuales más elevadas y amplitudes más pequeñas. Las precipitaciones son más importantes que en la variedad ártica. En este tipo de montaña es muy significativo el papel de la pendiente y de la exposición. Por consiguiente, en estas áreas la acción de la helada es importante, pero por lo general carecen de permafrost, la acción del viento es débil y la actividad de la escorrentía es muy manifiesta.
- Climas con débil amplitud anual de temperaturas.** Tienen una temperatura media anual próxima a los 0 °C y con una amplitud térmica en torno a los 10°. Se distinguen dos tipos: el correspondiente a **islas de altas latitudes** posee una marcada inestabilidad del tiempo, débil amplitud térmica, precipitaciones nivales por encima de los 400 mm que inhiben los efectos del viento. Estas características climáticas conducen a la existencia de muchos ciclos de hielo y deshielo con débil penetración en el terreno. El **tipo de montañas de bajas latitudes** carece de variaciones estacionales



de temperatura y la amplitud diurna es muy marcada y superior a la amplitud anual. Las precipitaciones son elevadas, excepto en montañas áridas. Estos rasgos traen consigo la inexistencia de permafrost, el desarrollo de numerosos ciclos de hielo-deshielo, escasa penetración de la helada y acción del viento nula excepto en montañas áridas.

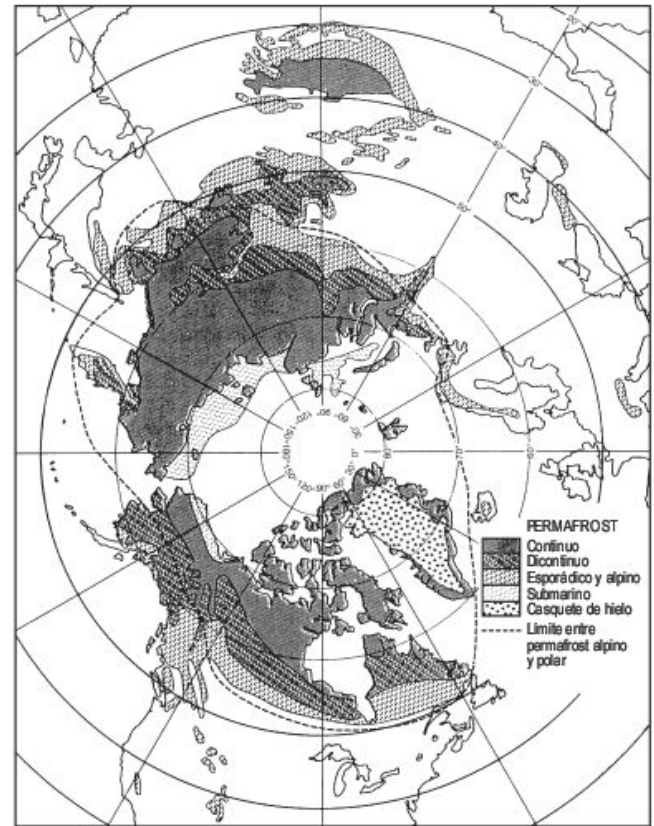
Por otra parte, el dominio periglacial se localiza sobre dos tipos principales de vegetación. El correspondiente a los bosques subárticos o septentrionales y el relativo a la tundra ártica, lo que permite distinguir ambientes periglaciares forestales de los carentes de vegetación arbórea (French, 1996).

### 15.1.2 Características del permafrost

El permafrost, también llamado pergelisuelo o terreno permanentemente helado, se define como un espesor de suelo, depósito superficial o roca que permanece por debajo de  $0^{\circ}\text{C}$  más de dos años, sin tener en cuenta otras propiedades tales como el contenido en humedad y la litología (Muller, 1945). Se excluyen del mismo los glaciares y casquetes de hielo. El permafrost cubre aproximadamente el 22% de la superficie terrestre del Hemisferio Norte, a lo que hay que añadir áreas de los Andes y de la Antártida (Harris, 1986). A nivel global un 14% de la superficie terrestre tiene por debajo permafrost (Washburn, 1979). En Canadá ocupa la mitad del territorio y en Alaska el 80% (Harry, 1988). También se encuentra en fondos marinos polares de poca profundidad (**permafrost submarino**). Sobre los continentes el pergelisuelo se encuentra en dos situaciones: **permafrost polar** y **permafrost alpino**. Este último se desarrolla en zonas montañosas y varía en función de la latitud y la altura, elevándose progresivamente de norte a sur el límite altitudinal más bajo del permafrost (Harris, 1988).

Hacia latitudes más meridionales el permafrost se adelgaza y se dispone en bloques, lo que permite efectuar una clasificación en **permafrost continuo**, **discontinuo** y **esporádico** (Harris, 1988) (Fig. 15.1). Esta diferenciación se lleva a cabo teniendo en cuenta el porcentaje de permafrost infrayacente existente en un punto. Así, el permafrost continuo tiene más de un 80%, el discontinuo entre el 30 y el 80% y en el permafrost esporádico existe menos de un 30% de permafrost subyacente. La Figura 15.2 (Brown, 1970) corresponde con un corte N-S en Canadá y en ella se observa el adelgazamiento del permafrost con el aumento de latitud y la fragmentación en bloques del mismo, que quedan separados por terreno no helado, llamado **talik**. La máxima potencia conocida de permafrost se encuentra en el Río Markha (Siberia) donde el espesor es de 1.450 m (en Washburn, 1979).

Durante el verano el permafrost sufre un deshielo en su parte más superior y a esta zona que está sometida a continuos ciclos de hielo y deshielo se denomina **capa ac-**



**FIGURA 15.1** Distribución del permafrost en el Hemisferio Norte (Harris, 1986).

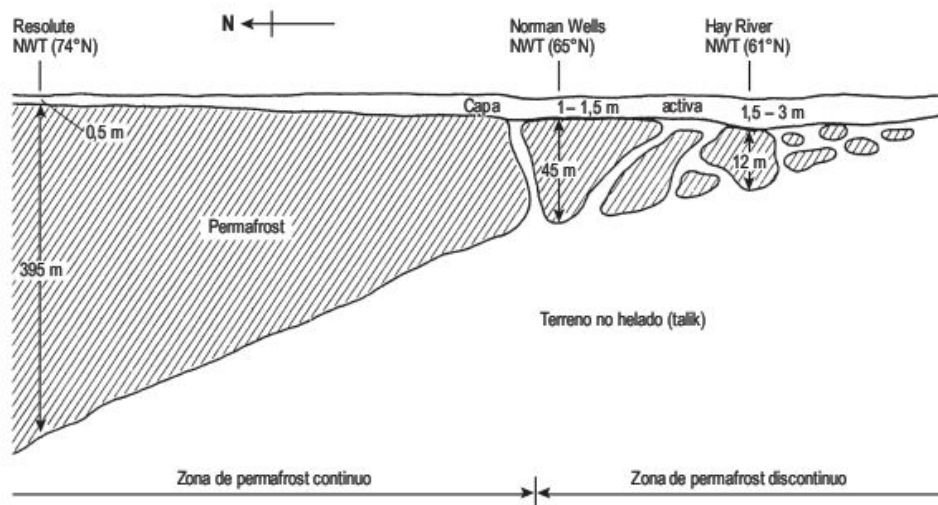
**tiva o mollisuelo**, aunque algunos autores restringen este término para terrenos estacionalmente helados, es decir aquellos que solo permanecen por debajo de  $0^{\circ}\text{C}$  en invierno. A gran escala se observa un aumento de potencia de la capa activa con la disminución de la latitud (Fig. 15.2), que no supera los 3-4 m de profundidad.

El agua antes de congelarse e incorporarse al permafrost procede de la atmósfera, escorrentía superficial y también puede tener un origen subsuperficial. El agua helada cementa las partículas minerales y orgánicas. El hielo se encuentra como cristales individuales, capas alrededor de partículas y dentro de los poros. Al hielo desarrollado en secuencias sedimentarias preexistentes se le denomina epigenético y al que se forma durante la sedimentación singenético (Harry, 1988), tal como sucede cuando avanza el permafrost en secuencias deltaicas y fluviales.

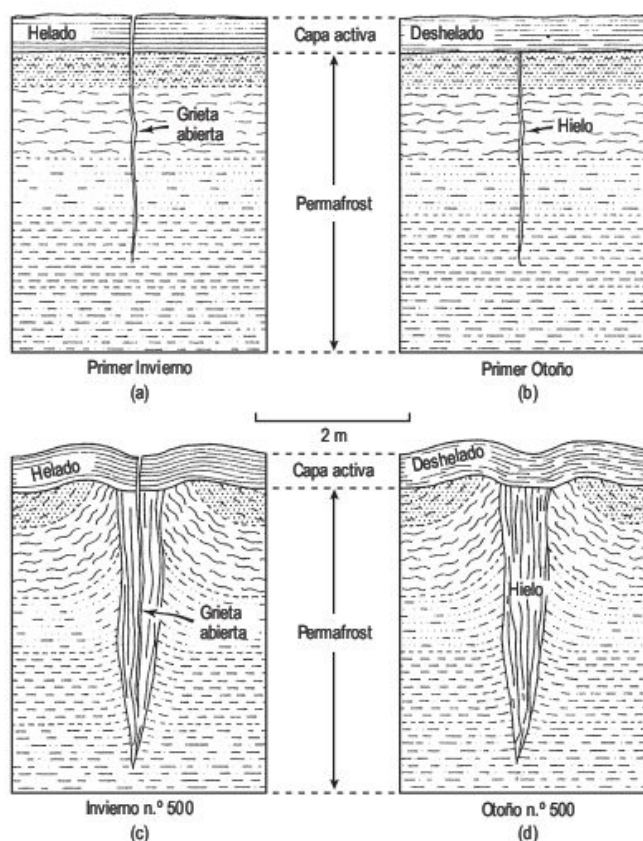
Los cuerpos de hielo en el permafrost tienen diferentes geometrías (Washburn, 1979) y también se puede encontrar en el mismo restos de antiguo **hielo glaciar** enterrado por sedimentos, que puede reconocerse por las deformaciones que presenta. Los **icings** o **aufeis** son cuerpos tabulares o planoconvexos de hielo de agua dulce que se producen durante el invierno a partir de aguas fluviales o procedentes de un manantial. Pueden incorporarse al permafrost al ser enterrados. Los **lentejones de hielo** son



**FIGURA 15.2** Sección norte-sur del permafrost en Canadá en la que se observa una disminución de potencia hacia el sur y la diferenciación entre permafrost continuo y discontinuo (Brown, 1970).



capas de disposición horizontal y de potencia muy variable, pueden formarse in situ por segregación de hielo durante el proceso de helada. Las **venas y cuñas de hielo** son grietas verticales en el terreno rellenas de hielo. Las cuñas crecen a partir de venas por aporte de agua meteórica, tienen forma de V y los cristales de hielo presentan una disposición vertical (Lachenbruch, 1962) (Fig. 15.3). En su crecimiento expansivo las cuñas deforman a los sedi-



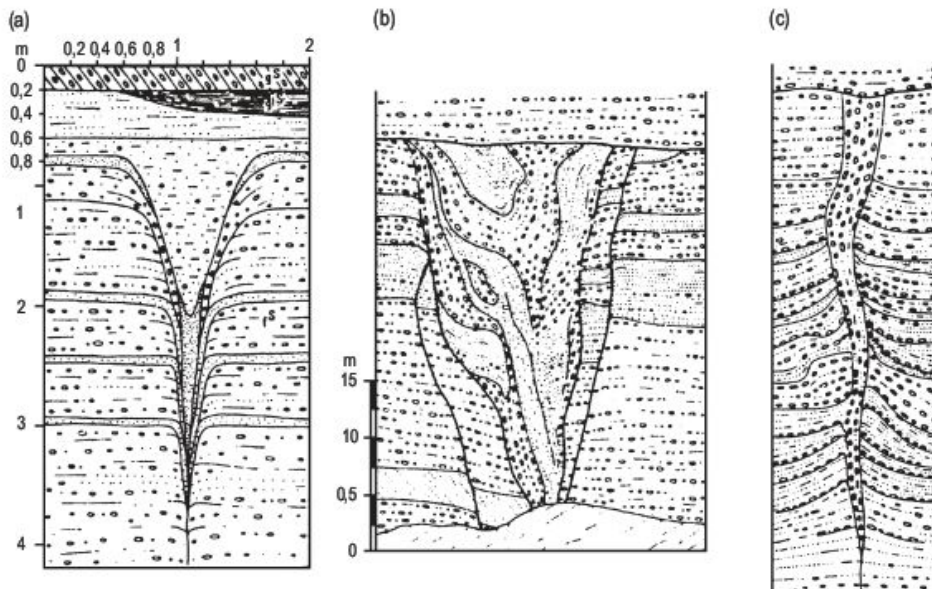
**FIGURA 15.3** Evolución de una cuña de hielo (Lachenbruch, 1962).

mentos encajantes. Por lo general, penetran unos 5-8 m y su anchura es de 2-3 m cuando su origen es epigenético, pero en Siberia se forman singenéticamente en relación con aluviones y llegan a alcanzar anchuras de 5 m y profundidades de 40-50 m (Harry, 1988). Con frecuencia forman parte de sistemas poligonales. Las cuñas de hielo pueden desaparecer al producirse un calentamiento y el vacío existente se rellena de detritos. Estas cuñas fósiles o relictas son indicadores de la existencia de permafrost en épocas pretéritas (Eissmann, 1981) (Fig. 15.4). Finalmente, el hielo puede constituir el núcleo de colinas y se denomina **hielo de pingo**. Se trata de un cuerpo masivo de hielo de agua dulce, de forma planoconvexa y responde a condiciones hidrológicas y geotérmicas locales. Se origina por helada de una masa de agua o de sedimentos ricos en agua, o bien por penetración de agua artesiana en el permafrost.

La profundidad a la que se desarrolla el permafrost viene determinada por el balance existente entre el calor geotérmico obtenido con el aumento de la profundidad, en el que se produce un incremento de 1 °C cada 30-60 m, y el calor perdido en la superficie. El límite inferior del permafrost se encuentra a una profundidad en la que la temperatura alcanza los 0 °C como consecuencia del gradiente geotérmico (Brown, 1970) (Fig. 15.5). Hacia la superficie se desarrolla la capa activa, cuya base se encuentra a una profundidad en la que la temperatura máxima anual es de 0 °C. Las fluctuaciones de temperatura que tienen lugar en la parte superior, como consecuencia de las variaciones estacionales, se atenúan en profundidad hasta un nivel de oscilación térmica anual nula, que se sitúa entre 6 y 16 m (French, 1996).

El permafrost está sometido a agradación, o aumento de la extensión del permafrost, o degradación a lo largo de los años, debido a los cambios en la temperatura del suelo (Williams y Smith, 1989). De este modo, pequeñas oscilaciones climáticas pueden afectar a un permafrost que se encuentre próximo a los 0 °C. Por otra parte, cambios



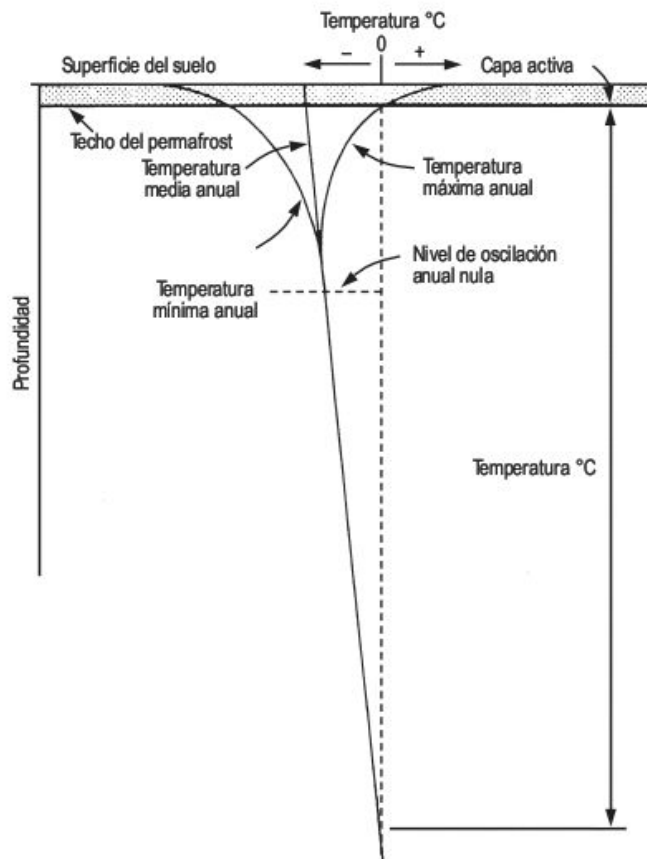


**FIGURA 15.4** Moldes de cuñas de hielo fósiles en el área de Leipzig, Sajonia (Eissmann, 1981).

dimáticos desarrollados en decenas o cientos de años pueden ampliar o disminuir la superficie de las zonas afectadas por permafrost y la potencia del mismo.

Una gran parte del permafrost es relicto y carece de relación con las condiciones climáticas actuales, por lo que

se ha debido generar en otras épocas cuaternarias. Hay numerosas evidencias que corroboran esta aseveración, aunque quizás la más fehaciente corresponde al hallazgo de tejidos de mamuts lanudos (*Mamuthus primigenius*) y otros animales pleistocenos conservados en el permafrost de Siberia (en Washburn, 1979). Esto señala la presencia de permafrost en el momento de la muerte del animal, ya que si no se habrían descompuesto.



**FIGURA 15.5** Régimen térmico del permafrost (Brown, 1970).

### 15.1.3 Procesos periglaciares

Una gran parte de los procesos geomorfológicos del dominio periglaciario son activos en otras zonas morfoclimáticas. No obstante, la actuación de los procesos ligados al hielo-deshielo alcanza su máxima intensidad en el medio periglaciario. Igualmente, aquellos relacionados con el deshielo en las laderas traen consigo importantes movimientos de masa. Sin duda, estos procesos son los dominantes en estas regiones frías, junto con la acción de escorrentía superficial y la actividad eólica en las áreas de desiertos fríos (King, 1976).

#### 15.1.3.1 Acción de la helada

Es un término utilizado para describir los diferentes procesos que resultan básicamente de la actividad del hielo-deshielo. En numerosas situaciones, varios procesos ligados a la acción de la helada actúan conjuntamente, mientras que otras veces operan asociados a otros procesos ajenos a la misma. El proceso de congelación es complejo, puesto que implica el conocimiento de la duración e intensidad de las temperaturas por debajo de 0 °C y además afecta a diferentes tipos de materiales con contenidos variables de humedad y distintas conductividades caloríficas (Williams y Smith, 1989). Para cualquier discusión de



los diversos procesos de acción de la helada es esencial conocer el ritmo anual de hielo-deshielo de la superficie del suelo. Estos cambios pueden estar ligados a variaciones estacionales o ser de carácter diario, como en los ambientes periglaciares alpinos de bajas latitudes. En estos últimos las variaciones diurnas se relacionan con cambios en la insolación y se reconocen en algunos lugares de los Andes más de 300 ciclos de hielo-deshielo (Troll, 1944). En el observatorio meteorológico de Ransol (Andorra), a 1.640 m de altura, se reconocen 80 ciclos de hielo-deshielo (Raso y García Loureiro, 1998) y 117 en el Albergue Universitario (2.510 m) de Sierra Nevada (provincia de Granada) (Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1997).

A continuación analizaremos los diferentes procesos implicados en la acción de la helada, así como algunos de sus efectos más significativos. La crioclastia ha sido ya descrita en el Capítulo 5 dedicado a meteorización.

#### 15.1.3.1.1 Levantamiento por helada

Durante la helada se producen presiones en todas las direcciones, pero los movimientos en el suelo se manifiestan por una componente vertical, denominada **levantamiento**, y otra horizontal, conocida por **traslación** (Eakin, 1916). La acción de la primera es más importante que la segunda. La magnitud del levantamiento se ha medido en campo introduciendo estacas y varillas a diferentes profundidades. El máximo levantamiento tiene lugar en zonas con abundante humedad y durante el otoño, después del aumento de humedad resultante de la fusión estival. Las estacas insertadas han experimentado diferentes grados de levantamiento e incluso han podido ser expulsadas. Son normales valores de 1-5 cm/año, aunque se han obtenido cifras mucho mayores (French, 1996). Por otro lado, el levantamiento aumenta con la profundidad hasta unos 30 cm y se produce fundamentalmente en la parte superior de la capa activa, ya que la inferior se comporta pasivamente con res-

pecto a la actividad de la helada. En experiencias llevadas a cabo en Sierra Nevada a 3.200 m se obtienen valores de 25-30 cm (Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1997). El levantamiento de cantos rodeados de partículas más finas es muy frecuente en las áreas periglaciares y los experimentos indican que las piedras de mayor tamaño se mueven más rápidamente hacia arriba que las pequeñas (Corte, 1969, 1971). Además, las piedras de forma tabular se disponen en posición de canto (Fig. 15.6), ya que tienden a situar su eje mayor perpendicular a la superficie de enfriamiento (Schunke, 1974), tal como se ha demostrado en experiencias de laboratorio (Kaplar, 1965). Estos levantamientos de los cantos traen consigo una clasificación vertical granocreciente del suelo, fenómeno muy frecuente en muchas de las acumulaciones periglaciares.

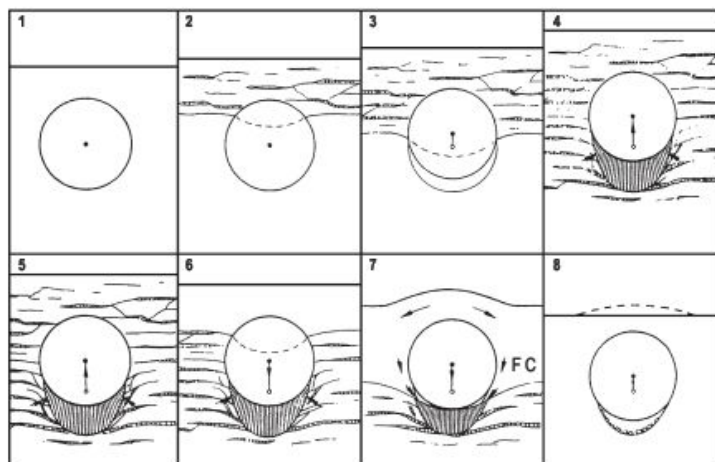
El levantamiento por helada se explica de dos formas. La primera propone que tanto las piedras como las partículas finas del suelo se levantan a medida que se expande el suelo (Fig. 15.7). Con posterioridad, en el deshielo el material fino se asienta, mientras que la base de los cantos todavía tiene hielo. Luego funde el lentejón de hielo y el hueco resultante de la fusión se rellena por partículas finas (hipótesis del *frost-pull*). Este mecanismo parece ser el más frecuente. La segunda se aplica mejor cuando los cantos están cerca de la superficie. El agua que fluye alrededor de los cantos se recoge bajo los mismos y al helarse empuja al canto hacia arriba. Los cantos tienen una conductividad térmica mayor que las partículas finas que los contienen, por lo que la base del canto alcanza antes el punto de congelación. En el deshielo el canto no vuelve a su posición inicial, debido a la componente de traslación por helada que comprime el hueco originalmente ocupado por el canto y a que durante el deshielo el material fino se desliza hacia la posición del hielo basal (hipótesis del *frost-push*) (Bowley y Burghardt, 1971).

Otro mecanismo de levantamiento por helada es el producido por las **agujas de hielo** o **pipkrake**, que son cris-



**FIGURA 15.6** Cantos tabulares en disposición vertical debido al empuje por helada. Sierra de Javalambre (provincia de Teruel).





FC = Frente de congelación  
Rayado = Lentejones de hielo

**FIGURA 15.7** Levantamiento de cantos por helada (Beskow, 1930; en Washburn, 1979).

tales de hielo desarrollados cerca de la superficie y perpendiculares a ella, con dimensiones que varían desde unos pocos milímetros hasta 40 cm. Son frecuentes en ambientes alpinos. En su crecimiento levantan cantos que colapsan durante el deshielo, ejerciendo una labor de clasificación del suelo. Los **nubbins** son hinchamientos del terreno, de dimensiones centimétricas y de forma oval o alargada. Se creen que se originan por agujas de hielo. Los **huecos alrededor de los cantos** (Fig. 15.8) son el resultado de levantamiento por helada y posterior asentamiento durante el deshielo (Washburn, 1979).

#### 15.1.3.1.2 Desplazamiento de masas

Consiste en la transferencia de material dentro del suelo como consecuencia de la acción de la helada. Los movimientos de las partículas tienen lugar fundamentalmente en la vertical, aunque también existen desplazamientos laterales. Se aducen numerosos mecanismos para estas movilizaciones de material en el suelo, pero la causa principal

parece ser la **presión criostática** (Washburn, 1956). Esta resulta de la propagación de presiones resultantes de la congelación a partes de suelo no helado, que están situadas entre el frente de congelación y el techo del permafrost. Durante el otoño comienza la congelación de la superficie del suelo y a medida que el invierno se aproxima el frente de congelación va penetrando en el suelo infrayacente. Como el contenido en humedad del mismo es variable la congelación se produce desigualmente y como consecuencia se generan diferentes expansiones volumétricas en el paso de agua a hielo. Las presiones originadas son elevadas y se transmiten al agua atrapada en los poros del suelo no helado, que puede alcanzar la licuefacción, y hacia la superficie donde se producen elevaciones domáticas en el terreno. Las experiencias de laboratorio confirman la generación de estas altas presiones (Corte, 1969; Pissart, 1970).

Se considera que estas presiones criostáticas son la causa fundamental del origen de las **crioturbaciones** o **involuciones periglaciares** (Sharp, 1942b), aunque se con-



**FIGURA 15.8** Huecos alrededor de los cantos. Sierra Pelarda (provincia de Teruel).

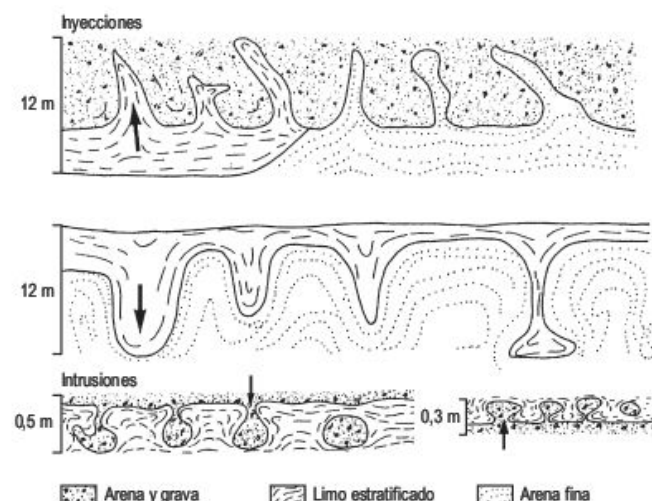


templán también otras causas para su origen. Estas son estructuras caóticas reflejadas en sección por pliegues disarmónicos, inyecciones diapíricas y fallas, desarrolladas durante la congelación del suelo en zonas estacionalmente heladas (Fig. 15.9). Conviene señalar que las involuciones se reconocen en otras zonas morfoclimáticas, fundamentalmente áridas, pero los mecanismos que dan lugar a expansiones diferenciales del suelo son evidentemente distintos de los invocados en el dominio periglacial (French, 1996).

### 15.1.3.1.3 Agrietamiento por helada

Se produce por contracción térmica al disminuir la temperatura de los suelos helados. Estos se comportan como un sólido rígido y con el descenso de temperatura se generan fisuras o grietas de helada, que suelen agruparse en sistemas poligonales de cuatro, cinco o seis lados (Lachenbruch, 1962).

Se diferencian dos tipos fundamentales de grietas de helada. Las grietas se originan en invierno y en primavera se rellenan de nieve, agua percolante, agua subterránea y vapor de agua. Con el deshielo estacional la parte superior funde, mientras que se preserva la grieta en suelo permanentemente helado. Cada año se repite el agrietamiento, se rellenan las grietas, se congelan y se origina una **cuña de hielo** (Fig. 15.3) (Lachenbruch, 1962; Yershov, 1998). La estructura de una cuña de hielo presenta un bandeado vertical y su número corresponde al número de años en los que se ha formado la cuña. Por lo general, tienen miles de años (Yershov, 1998). Son típicas de ambientes húmedos y requieren ciertas condiciones de temperatura para su conservación y crecimiento. En Alaska el límite meridional de las cuñas de hielo activas corresponde con una temperatura media del aire de  $-6^{\circ}\text{C}$  a  $-8^{\circ}\text{C}$  (Péwé, 1966). Cuando desaparecen por deshielo se rellenan de detritos y estos moldes de cuñas de hielo son de gran valor como



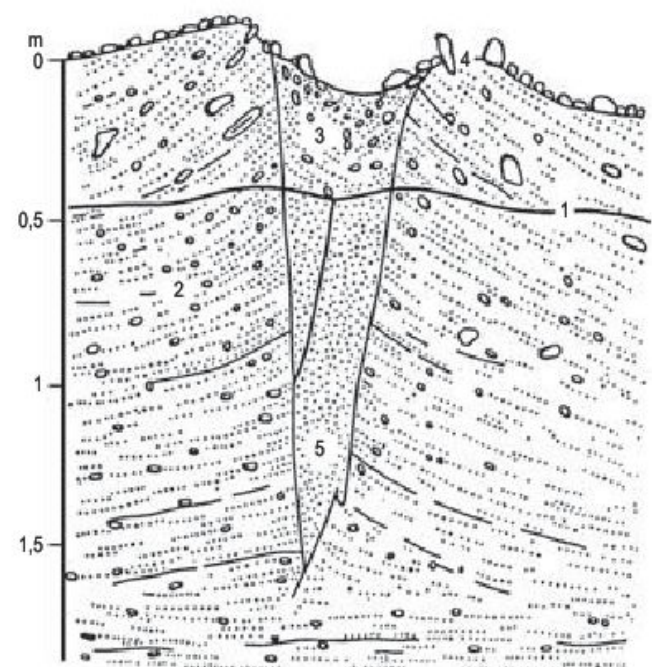
**FIGURA 15.9** Formación de algunos tipos de involuciones periglaciares (Selby, 1985).

indicadores paleoclimáticos. En ambientes secos y con precipitaciones inferiores a 100 mm, la carencia de humedad imposibilita el relleno de hielo de las cuñas y, en estas circunstancias, pueden rellenarse por arena de procedencia eólica de vientos de invierno y otros detritos como en Yakutia central (Yershov, 1998). Tenemos entonces **cuñas de arena** (Péwé, 1959; Jahn, 1975) (Fig. 15.10). El significado paleoclimático es similar al de las cuñas de hielo, puesto que son iguales genéticamente.

Además del agrietamiento por helada se reconocen otros mecanismos generadores de fisuras en las áreas periglaciares. El agrietamiento por desecación es un proceso frecuente en la génesis de los polígonos de pequeño tamaño. La desecación no solo se origina por evaporación, sino también por pérdida de humedad a lugares de formación de hielo, lo que ha sido demostrado experimentalmente (Washburn, 1979). Otro mecanismo es el agrietamiento por dilatación, que es la fisuración producida por expansión diferencial de los materiales superficiales. Este levantamiento da origen a grietas radiales y el hundimiento subsecuente al deshielo genera sistemas de fracturación concéntricos, tal como se observa en la evolución de los pingos (Benedict, 1970; Jahn, 1975).

### 15.1.3.1.4 Clasificación por helada

Es un mecanismo complejo por el que las partículas del suelo se movilizan y clasifican por tamaños más o menos uniformes. Varios de los procesos explicados con anterioridad, tales como el levantamiento de cantos, la acción de



**FIGURA 15.10** Cuña de arena. 1. Techo del permafrost, por debajo de la capa activa. 2. Arenas y gravas débilmente estratificadas. 3. Arenas y cantos colapsados. 4. Cantos. 5. Arenas sin estructuración (Péwé, 1959).



las agujas de hielo y el desplazamiento de masas, contribuyen a la clasificación de las partículas.

Los experimentos llevados a cabo en el laboratorio han puesto de manifiesto la existencia de tres tipos de clasificación (Corte, 1969, 1971). Una por levantamiento, en el que las partículas de mayor tamaño se mueven hacia arriba dando origen a niveles en disposición horizontal con distintos tamaños de partículas. Se denomina **clasificación vertical**. Cuando el frente de congelación avanza las partículas más finas se movilizan en trayectorias parabólicas alejándose del frente, quedando rezagadas las partículas más gruesas. Este tipo se conoce como **clasificación lateral**. Finalmente, cuando se originan elevaciones domáticas en superficie las partículas más gruesas se mueven por gravedad hacia los bordes del domo quedando las más finas en su interior. Esta **clasificación mecánica** también puede manifestarse en los polígonos, donde los cantos situados en el interior de la celdilla abombada se desplazan hacia las grietas rellenándolas. Estos estudios experimentales señalan que la clasificación aumenta con el incremento de humedad y cuando la congelación es lenta.

### 15.1.3.2 Meteorización química

En las zonas periglaciares son muy frecuentes extensas acumulaciones de gelifractos, sobre superficies de distinta inclinación, que nos indican que el proceso de crioclastia es el dominante en estos ambientes. Aunque las partículas generadas por este proceso son predominantemente de gran tamaño, también pueden originarse otras de fracción arcilla, como lo indican las experiencias de laboratorio en cámaras climáticas (Guillien y Lautridou, 1970).

Como el agua se encuentra al estado sólido, excepto en las etapas de deshielo, la actuación de la meteorización química es por lo general reducida (Hall *et al.*, 2002). A esto hay que añadir que las velocidades de las reacciones químicas se ralentizan a temperaturas bajas. No obstante, se conocen puntualmente en medios periglaciares bloques redondeados de diabasa y arenisca con descamaciones que resultan de procesos de hidratación y oxidación (Czeppe, 1964), aunque estos mecanismos de meteorización química se interpretan por algunos autores como activos en etapas no periglaciares. Sin embargo, en ambientes de montaña mediterránea, como en Sierra Nevada, la alteración química de los micasquitos, durante la estación cálida, es importante en el suministro de limos (com. pers. A. Gómez Ortiz). En ambientes costeros se pueden encontrar eflorescencias de sales sódicas sobre las rocas, que resultan de la evaporación de rociadas marinas transportadas por el viento hacia la orla litoral. La fusión de la nieve facilita la percolación de estas aguas saladas en las rocas y su posterior cristalización puede producir la fragmentación y disgregación granular de las mismas. Este proceso de haloclastismo también se aduce para la génesis de alveolos y tafonis, junto con la acción del viento como agente coadyuvante para la exportación de las par-

tículas resultantes de la desintegración (Washburn, 1969; Selby, 1972).

No obstante, la actuación e intensidad de la meteorización química en estas áreas periglaciares no es muy bien conocida, debido a las escasas investigaciones encaminadas a este fin. Un trabajo sorprendente por sus resultados es el efectuado en el norte de Suecia (Rapp, 1986), sobre una zona de micasquitos y anfíbolitas, con el fin de establecer los distintos tipos de movilización de las partículas. Esta experiencia se llevó a cabo durante un periodo de nueve años y la evacuación de material en disolución por aguas de escorrentía fue del 48%. Otros trabajos señalan valores muy bajos para este tipo de transporte.

Las rocas carbonatadas aumentan su solubilidad con el incremento de dióxido de carbono y éste, a su vez, alcanza su máxima solubilidad en agua a 0 °C. Estas circunstancias reinantes en las zonas periglaciares facilitan la disolución de las calizas, pero la intensidad de la misma es menor que en las áreas cálidas, como consecuencia de la escasa actividad biótica suministradora de dióxido de carbono biogénico. El hielo y la nieve suministran agua durante el deshielo y la disolución de los carbonatos origina campos de lapiazes y dolinas, ensancha los planos de discontinuidad y el agua se introduce en el interior del macizo generando simas y cavidades, sobre todo en áreas alpinas. En zonas de permafrost continuo el agua de deshielo no puede penetrar en el mismo y fluye superficialmente. Cuando el permafrost es discontinuo se pueden producir cavidades de pequeño recorrido, que no superan los 300 m, con un escaso desarrollo de estalactitas y estalagmitas (Sweeting, 1972).

### 15.1.3.3 Movimiento de masas

Es el movimiento de detritos bajo la influencia de la gravedad. En los ambientes periglaciares alcanza una gran intensidad debido al elevado contenido en agua de la capa activa, que disminuye la fricción y la cohesión en el suelo. El agua no puede penetrar en el permafrost, de tal forma que el techo del mismo se comporta como un plano lubricado por el agua que facilita el movimiento de la capa activa suprayacente (French, 1996). Se reconocen varios procesos de movimiento de masas que actúan con diferente intensidad en función de las características climáticas, topográficas y litológicas.

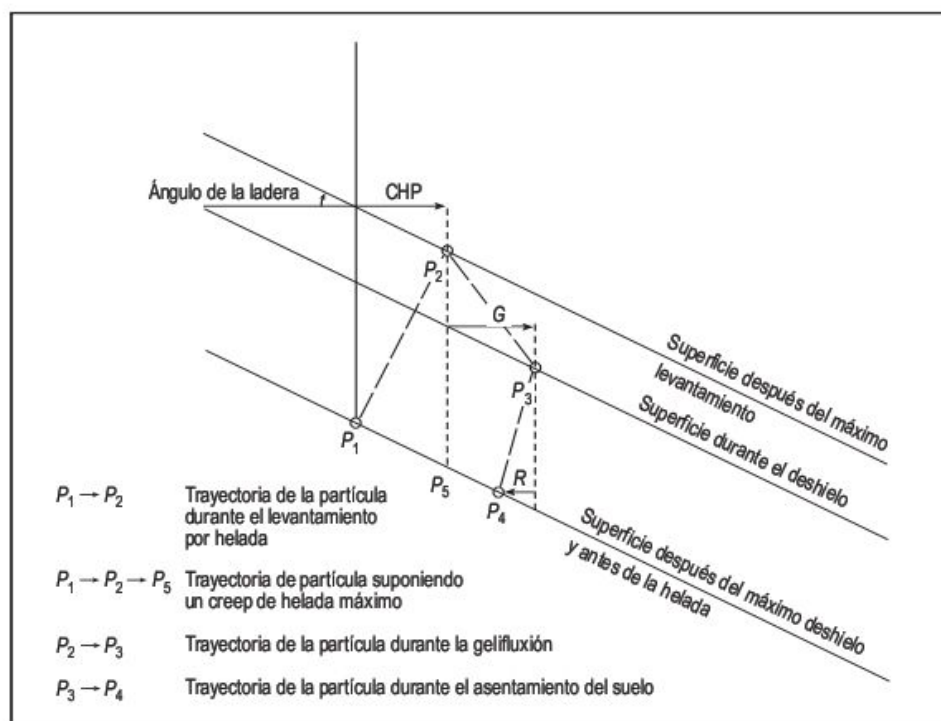
En áreas abruptas de origen glaciar, acantilados marinos y escarpes fluviales el agua penetra en las grietas de las rocas y al expandirse como consecuencia de la helada pueden producirse **desprendimientos de rocas** esporádicos, que se desencadenan fundamentalmente durante el deshielo y se enfatizan por socavación basal. El resultado es una ladera cubierta de gelifractos al pie de la cornisa rocosa. Los cálculos de retroceso de escarpes obtenidos por diferentes métodos señalan unos valores de 0,3-0,6 mm/año (André, 1993), muy por debajo de los registrados en áreas templadas y semiáridas.



La solifluxión es uno de los procesos más generalizados de las zonas periglaciares. Se trata de un flujo lento de detritos empapados de agua, pero este flujo no es específico de estos ambientes y para diferenciarlo se utiliza el término **gelifluxión** para las áreas de suelo helado (Baulig, 1957). Asociado a la misma está el **creep de helada** que resulta del desplazamiento del suelo al dilatarse perpendicularmente durante la helada y asentarse en el deshielo (Washburn, 1967) (Fig. 15.11). Se distinguen tres tipos de movimientos. El primero, el creep de helada potencial (**CHP**) que está en relación con el levantamiento por helada del suelo ( $P_1$  a  $P_2$ ). El suelo se expande perpendicularmente a la ladera, ya que ésta es la superficie de enfriamiento (Taber, 1929). La gelifluxión (**G**) es otro componente y el movimiento retrógrado (**R**) se opone a los anteriores y se debe a la cohesión e interferencia de unas partículas con otras (Davison, 1889). La trayectoria de la partícula después de un ciclo de hielo-deshielo será de  $P_1$  a  $P_4$ . Estos movimientos actúan conjuntamente, pero la gelifluxión suele ser el proceso dominante por lo que a los modelados resultados de esta actividad se les llama de gelifluxión.

El creep de helada aumenta con el número de ciclos de hielo-deshielo, ángulo de la ladera, contenido en humedad del suelo disponible para el levantamiento y disminuye con la profundidad (Washburn, 1979). La gelifluxión puede ser activa con pendientes de hasta  $1^\circ$ . Comienza con el deshielo (primavera-verano) donde alcanza su máxima intensidad y disminuye en otoño debido a la pérdida de agua del suelo por evaporación y flujo interno. También la gelifluxión se incrementa con la pendiente y porcentaje de agua

del suelo y disminuye progresivamente con el aumento de profundidad. Los estudios experimentales ponen de manifiesto que se restringe a los 50 cm superiores de la capa activa (French, 1996). Los experimentos de laboratorio por simulación indican que la gelifluxión actúa únicamente durante el deshielo de las partes superiores del perfil del suelo, mientras que el deshielo de las capas más profundas produce muy poco desplazamiento ladera abajo (Harris y Davies, 2000). Otros experimentos llevados a cabo por estos investigadores (Harris *et al.*, 2003) ponen de manifiesto que la gelifluxión no depende del tiempo que actúa el flujo, ya que su comportamiento es elasto-plástico. La gelifluxión está fuertemente influenciada por el tamaño de grano, ya que los sedimentos muy porosos proporcionan buen drenaje y no favorecen el flujo saturado, a diferencia de las partículas finas que retienen el agua y facilitan este tipo de movimiento. Aunque la vegetación retarda el flujo del suelo, las medidas llevadas a cabo en áreas vegetadas proporcionan valores muy superiores a las zonas desprovistas de vegetación. Esto parece explicarse por el mayor contenido en humedad de los lugares con vegetación, que retienen el agua y retardan la escorrentía (Washburn, 1967). Igualmente, las laderas orientadas al sol suelen tener un menor porcentaje de humedad que las zonas de umbría y, por consiguiente, las velocidades de gelifluxión son mayores en estas últimas, aunque, por el contrario, una mayor radiación solar acelera el deshielo. Se han llevado a cabo numerosas experiencias de campo para conocer y cuantificar la gelifluxión. En laderas que fluctúan entre  $5^\circ$  y  $15^\circ$  los valores obtenidos varían entre 1 y 12 cm/año (Washburn, 1979). Por otra parte, el flujo del suelo tiende



**FIGURA 15.11** Esquema en el que se indica el movimiento de las partículas afectadas por creep de helada potencial (CHP), gelifluxión (**G**) y movimiento retrógrado (**R**) (Washburn, 1979).



a orientar los ejes mayores de los clastos en la dirección de máxima pendiente.

Cuando tenemos un gran bloque sobre una masa solifluidal se moviliza, orientando su eje mayor, dejando un surco ladera arriba y un umbral hacia abajo como consecuencia del empuje. Esta característica relativamente frecuente en medios periglaciares se denomina **bloque de arrastre** (Tufnell, 1972) (Fig. 15.12).

Los deslizamientos pueden ser frecuentes en áreas de gelifluxión activa y se localizan en las partes medias y bajas de las laderas (Fig. 15.13). Están confinados a la capa activa, donde la saturación del suelo trae consigo que se supere la resistencia al cizallamiento, dando lugar a la inestabilización de la ladera. El techo del permafrost controla la penetración de la superficie de deslizamiento y, a su vez, constituye una zona de lubricación. Los deslizamientos existentes suelen ser **coladas de barro** (Fig. 15.14) peliculares, cuyas cicatrices de arranque no sue-

len superar los 5 m de diámetro y sus longitudes difícilmente sobrepasan los 100 m (French, 1996). Aunque el deshielo es la causa fundamental de su origen, a veces pueden desencadenarse por lluvias de verano.

#### 15.1.3.4 Procesos nivales

La acción de la nieve se manifiesta por rápidos movimientos de las acumulaciones nivales, denominados **avalanchas**, y por otra actividad mucho más lenta relacionada con depósitos de nieve que permanecen estáticos en determinadas zonas, donde tiene lugar el conjunto de procesos conocidos como **nivación**.

Las **avalanchas** o **aludes** son movilizaciones rápidas de nieve, frecuentes en montañas de zonas templadas y raras en regiones polares. Se desarrollan fundamentalmente en laderas con pendientes de 25-50° y por encima son inusuales debido a que la nieve no se acumula en canti-



**FIGURA 15.12** Bloque de arrastre. Puerto de la Bonaigua (Pirineo Ilerdano).












**FIGURA 15.13** Deslizamientos múltiples, que afectan a la película de detritos (*debris slides*), en la base de una ladera con gelifluxión activa. Estos depósitos se superponen a una serie terrígena cretácica. Isla de James Ross, al Este de la Península Antártica. Foto A. Martín-Serrano.





**FIGURA 15.14** Coladas de barro al pie de una ladera de geliflución. Isla de James Ross, al Este de la Península Antártica. Foto A. Martín-Serrano.

dades apreciables con estas inclinaciones. Alcanzan grandes velocidades, aunque variables, y se han obtenido valores superiores a los 100 km/h. Se pueden utilizar numerosos criterios para clasificar las avalanchas (López Martínez, 1988) (Fig. 15.15). Un alud puede ser de nieve seca o húmeda, transportar nieve o nieve y detritos y deslizarse sobre el terreno o desplazarse en el aire. Unas veces el alud está limitado por un canal y otras no presenta ningún tipo de confinamiento.

Criterio	Tipo de avalancha		
Forma de la rotura	De placa  Rotura longitudinal	Colada  Rotura puntual	
	Superficial  Nieve terreno	De fondo  Nieve terreno	
Posición de la superficie de deslizante	De ladera  No confinada	De corredor  Canalizado	
	De polvo  En el aire	Densa  Sobre el terreno	Pulvulenta-densa  Mixto
Tipo de movimiento			
Tipo de nieve	De nieve seca (polvos) sin agua libre		De nieve húmeda con agua libre

**FIGURA 15.15** Clasificación de las avalanchas. Recopilado y adaptado de varios autores (López-Martínez, 1988).

La inestabilidad de las acumulaciones de nieve se debe a varias causas (Embleton, 1979b). Los aludes son más frecuentes después de que han tenido lugar fuertes precipitaciones nivales, que producen una sobrecarga sobre la nieve previamente depositada. La presencia de capas de nieve helada antes de una nueva precipitación proporciona planos de debilidad estructural por los que puede desencadenarse la avalancha. Finalmente, la percolación de agua de fusión nival facilita la generación de las avalanchas.

Se diferencian dos tipos fundamentales de aludes (Furdada, 1996). Las **avalanchas de polvo** que son una masa informe con un efecto geomorfológico muy limitado, pero que pueden destruir árboles y casas en su trayectoria. Las **avalanchas de placa** se movilizan a favor de una superficie de deslizamiento, que puede ser nieve vieja (avalancha superficial) o el sustrato rocoso (avalancha de fondo), en cuyo caso arrastran partículas minerales efectuando una importante labor erosiva. Se producen fundamentalmente durante la época de deshielo y en invierno (Owens, 2004). También se deben considerar como aludes a las avalanchas de nieve saturada en el agua (Hestners, 1985) que discurren en primavera a lo largo de cursos fluviales en áreas árticas y que son capaces de transportar bloques de 100 Tm con pendientes de 5°.

Las avalanchas presentan una gran variabilidad tanto en el espacio como en el tiempo. Hay zonas en las que son muy poco frecuentes y otras en las que, por el contrario, son un suceso común. A menudo, los aludes reutilizan antiguas vías de movilización, que son indicadores para llevar a cabo labores de cartografía de riesgos de avalanchas.

Ya hemos indicado que la acción geomórfica de las avalanchas de polvo es muy escasa, pero las avalanchas de fondo ejercen una importante erosión. Muchos de los canchales y conos de detritos se construyen en parte por avalanchas (Figs. 15.16 y 15.17). Las avalanchas remueven y toman las partículas sueltas, que ejercen una acción





**FIGURA 15.16** Canales de avalancha, canchales y conos de detritos. Cordillera Principal de los Andes. Punta Vacas (provincia de Mendoza, Argentina).



**FIGURA 15.17** Canchales al pie de morfologías aciculares, constituidos por basaltos. Isla de James Ross, al Este de la Península Antártica. Foto A. Martín-Serrano.

erosiva en su movimiento y profundizan los canales por los que se desplaza (Keylock, 1997).

La **nivación**, definida primeramente por Matthes (1900), es una combinación de procesos de crioclastia, gelifluxión, creep de helada y acción de las aguas de escorrentía resultantes de la fusión de las acumulaciones nivales (Thorn y Hall, 2002). Cuando existe permafrost por debajo de la nieve, el agua procedente del deshielo vuelve a congelarse. En suelos no helados, si el espesor de la nieve supera el metro de potencia, la temperatura está próxima al punto de congelación y la capa de nieve aísla de los ciclos de hielo-deshielo, ejerciendo por consiguiente una acción protectora (Embleton y King, 1975b). Cuando la acumulación nival es delgada las condiciones para la actuación de la crioclastia son las más adecuadas. En las vertientes orientales de Peñalara (Sierra de Guadarrama, España) la nivación es efectiva solo cuando aflora el man-

to de meteorización o las morrenas. Por el contrario, la vertiente occidental no muestra signos de la acción de la nivación, excepto cuando movimientos de masa catastróficos alteran la regularidad de las laderas (Palacios *et al.*, 2003). La nivación es más activa en ambientes subárticos y alpinos y su efecto geomorfológico más sobresaliente son los **nichos de nivación** (Thorn, 1988a).

#### 15.1.3.5 Actividad fluvial

No existen muchos trabajos sobre la acción fluvial en los ambientes periglaciares. Esta se ha considerado siempre poco relevante debido a la presencia de suelos helados durante una parte importante del año. Los ríos que discurren por estos terrenos (Fig. 15.18), sin alimentación alógena, fluyen durante unos pocos meses en la época de deshielo y por esto se supuso que las aguas de escorrentía juegan





**FIGURA 15.18** Arroyo de deshielo y laderas cubiertas por detritos heterométricos, que recubren materiales terrígenos cretácicos. Isla de James Ross, al Este de la Península Antártica. Foto A. Martín-Serrano.

un escaso papel en la elaboración del modelado (French, 1996).

Los ríos en las áreas periglaciares se alimentan de nieve y hielo fundido, lluvia, agua subterránea, una pequeña cantidad de suelo helado y escorrentía de aguas extra-periglaciares. La mayoría de los ríos están muy influenciados por la fusión de la nieve y su sistema de flujo estacional se conoce como régimen nival, que consta de un periodo de flujos elevados sostenidos por agua de fusión con una importante escorrentía diurna (Vanderbergh y Woo, 2002).

La fusión de la nieve caída durante el invierno se produce en la primavera muy rápidamente y se desarrolla en dos o tres semanas. Da lugar a crecidas o inundaciones que se manifiestan en los hidrogramas por un rápido ascenso de la curva que termina con un pico neto, seguido por una prolongada recesión que dura dos o tres meses (Arnborg *et al.*, 1967). Esto conduce a un periodo estival alimentado por campos de nieve permanente o glaciares. En zonas muy áridas pueden desarrollarse lluvias de tormenta durante la época de verano. Aunque la precipitación anual sea pequeña la escorrentía se concentra en pocos días, de tal forma que se estima que entre el 30 y 90% de la escorrentía anual se limita a las dos o tres semanas de las crecidas de fusión nival (Clark, 1988). Finalmente, en los albores del invierno comienza de nuevo la etapa de helada en la que cesa la escorrentía.

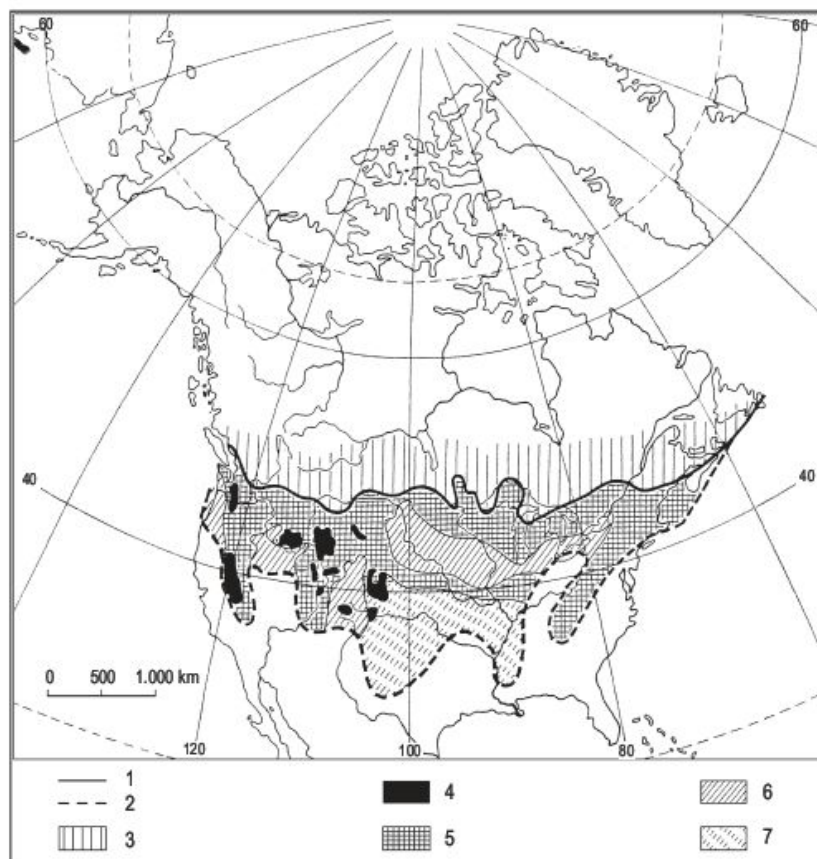
En estos medios periglaciares el transporte de sedimentos en general es bajo y a veces deriva parcialmente de sedimentos de origen glaciar. Se reconoce un claro predominio de la carga de fondo, que puede alcanzar hasta el 90%, un transporte por disolución insignificante (<1%) y una carga en suspensión que fluctúa entre el 5 y 25% (Church, 1972). El volumen de materiales transportados y calculados por diferentes técnicas para distintas cuencas de drenaje, permite obtener valores de rebajamiento superficial que oscilan entre 0,03-0,5 mm/año (Arnborg *et al.*, 1967).

Los canales de los ríos son predominantemente trenzados (*braided*), de acuerdo con su gran carga de fondo, inestables y con una marcada movilización de sus barras, que pueden quedar cubiertas en las avenidas. El agua de los ríos ejerce una erosión térmica por fusión de sus márgenes, genera socavamientos con colapsos acompañantes. Esta continua erosión térmica produce un ensanchamiento del lecho y da lugar a secciones del canal con morfología en U (French, 1996). Por otra parte, los grandes ríos pueden crear un talik bajo su lecho y encajarse en el mismo.

### 15.1.3.6 Acción del viento

En áreas árticas y antárticas las extremas condiciones de frío y aridez imposibilitan el crecimiento de la vegetación y, por consiguiente, el viento puede ejercer una acción importante al no encontrar trabas significativas para su actividad (Yershov, 1998). Durante el Pleistoceno jugó un papel fundamental el transporte y sedimentación de partículas eólicas, que cubren importantes extensiones de Eurasia y del centro de los Estados Unidos (Embleton y King, 1975a,b) (Fig. 15.19). La cubierta de arenas constituye un depósito continuo en Europa central y en Reino Unido es muy desigual. Entre el último máximo glaciar y el comienzo del Holoceno se reconocen tres fases de acumulación de arenas eólicas. Estas fases no coinciden estrictamente con condiciones estadales o glaciares. La aridez, la cubierta de vegetación esparcida y las respuestas retrasadas de la actividad eólica al cambio climático determinan el periodo de las fases eólicas (Kasse, 2002). Por otra parte, además de la movilización de partículas minerales, los vientos invernales redistribuyen la nieve y en verano esta cobertera se adelgaza o desaparece en las laderas orientadas al sol. Estas modificaciones son muy importantes en la actuación de la nivación y en la génesis de morfologías, tales como los valles asimétricos y lagos orientados, que serán analizadas con posterioridad.





**FIGURA 15.19** La zona periglacial pleistocena de Norteamérica, según un mapa de Brunnenschwerler (interpretado por Jahn, 1975). Límite de la zona periglacial: 1) septentrional; 2) meridional; 3) glaciación Wisconsin; 4) tundra alpina polar con permafrost continuo; 5) tundra alpina polar con permafrost discontinuo; 6) loess en tundra; 7) loess en estepa-bosque.

En estos desiertos fríos polares, la acción eólica sobre el sustrato, que se manifiesta fundamentalmente durante los meses de verano, produce el arranque o deflación de partículas finas, que pueden dar origen a pavimentos periglaciares en llanuras aluviales o de till. La sobreexcavación en determinados lugares genera cubetas de deflación (Seppälä, 2004). En su transporte los sucesivos impactos van a dar lugar a ventifactos o cantos afacetados, yardangs en afloramientos rocosos (formas en hongo alargadas) y microyardangs en sedimentos incoherentes (micromorfologías acuchilladas y alineadas), así como tafonis próximos a la base (French, 1996).

La acción combinada de sedimentación eólica de nieve y de partículas minerales da origen a los depósitos niveo-eólicos (Koster y Dijkmans, 1988). Su fusión diferencial produce, al igual que en las masas de hielo, topografías de pequeños montículos y depresiones, que desaparecen de un año a otro. Sin embargo, la característica más sobresaliente viene dada por la acumulación de partículas bajo la forma de dunas de arena y sobre todo de mantos de limo, denominados **loess** (Péwé, 1955, Péwé *et al.*, 1995) (Fig. 15.20). Estos proceden de nubes de polvo que se depositan a grandes distancias de su fuente de origen. Son depósitos fundamentalmente masivos, bien clasificados, con un 50-60% de partículas de diámetro comprendido entre 0,01 y 0,05 mm y el resto de tamaño arena y arcilla. Su color es gris y cuando se meteorizan

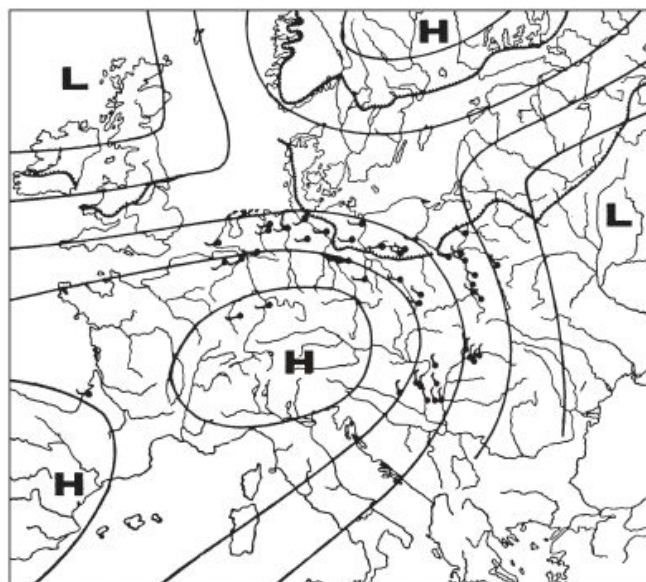


**FIGURA 15.20** Depósito de loess con paleosuelos humíferos enterrados. Neerijse (Bélgica).



adquieren tonalidades parduscas claras. Presentan estructuras de moldes de cuña de hielo, solifluidales y criotur-baciones. Durante el Pleistoceno se desarrollaron extensas acumulaciones de loess en torno a los márgenes meridionales de los casquetes glaciares de América del Norte y Eurasia. No obstante, no todos los loess son periglaciares, sino que hay muchos originados en medios desérticos tropicales.

Cuando se obtiene para amplios territorios la dirección y sentido del viento, a partir de las estructuras internas de los depósitos eólicos y de las formas erosivas, es posible reconstruir las condiciones dominantes del viento y por lo tanto de las isobaras en esa época (Poser, 1950) (Fig. 15.21), que ayudan a establecer el tipo de climas periglaciares preponderantes.



**FIGURA 15.21** Presión atmosférica en verano y direcciones del viento en Europa durante la época Tardiglacial. H y L: Altas y bajas presiones, respectivamente (Poser, 1950).

## 15.2 Formas periglaciares

Los numerosos procesos periglaciares analizados en el capítulo anterior son los responsables de la generación de las distintas morfologías periglaciares. Se reconocen dos ambientes principales en los que se desarrollan intensamente estas formas. Las altas latitudes constituyen el área de mayor extensión, donde los contrastes climáticos son marcadamente estacionales, mientras que en las zonas de las montañas de latitudes medias y bajas las variaciones del clima presentan sobre todo fluctuaciones diarias, como en las cordilleras de los Andes, Himalaya y montañas de África ecuatorial. Este contraste ejerce un control importante en la mayoría de los procesos que operan para originar modelos periglaciares (King, 1976).

Las variaciones de los cinturones climáticos durante el Cuaternario traen consigo modificaciones fundamentales en la repartición de las zonas periglaciares. En la actualidad podemos reconstruir distintos ambientes periglaciares mediante el reconocimiento y estudio de las formas relictas (Washburn, 1979), para lo cual debemos diferenciar las formas periglaciares funcionales de las inactivas.

### 15.2.1 Suelos ordenados

Se trata de microformas muy llamativas de aspecto circular, poligonal y bandeado, a las que se dedicó una gran

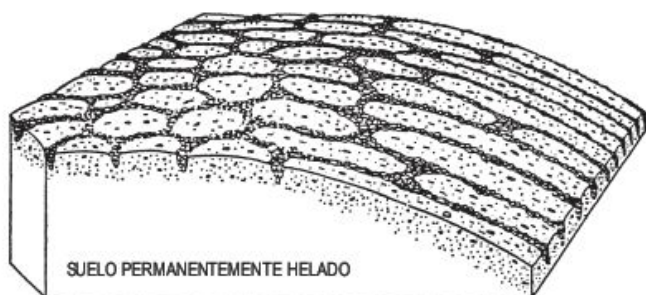
atención durante las primeras exploraciones de las áreas periglaciares, en detrimento de otro tipo de morfologías de mayor desarrollo areal (French, 1996). No son específicas de estos medios y formas similares pueden desarrollarse en otros ambientes, sobre todo en las zonas desérticas cálidas (Hunt y Washburn, 1966). Tenemos, por consiguiente, un problema de convergencia de formas o de equifinalidad, ya que distintos procesos pueden generar las mismas morfologías como respuesta a variaciones de humedad del suelo. Esto es muy importante de cara a una adecuada interpretación ambiental de formas relictas. Así, en el medio semidesértico de la Depresión del Ebro y en los alrededores de Zaragoza (unos 200-300 m de altura), varios investigadores (Johnson, 1960; Brosche, 1971, 1972) interpretaron diversas estructuras en depósitos de terraza como cuñas de hielo y criotur-baciones, aunque realmente se originaron por disolución de yesos infrayacentes e hinchamiento de formaciones arcillosas, entre otros procesos (Zuidam, 1976a,b). Las únicas morfologías que son específicas de ambientes periglaciares son las generadas por agrietamiento térmico de suelos helados, puesto que indican permafrost o frío intenso.

Los suelos ordenados periglaciares se generan en la capa activa y se clasifican, según la clásica diferenciación de Washburn (1956), por su forma geométrica en círculos,

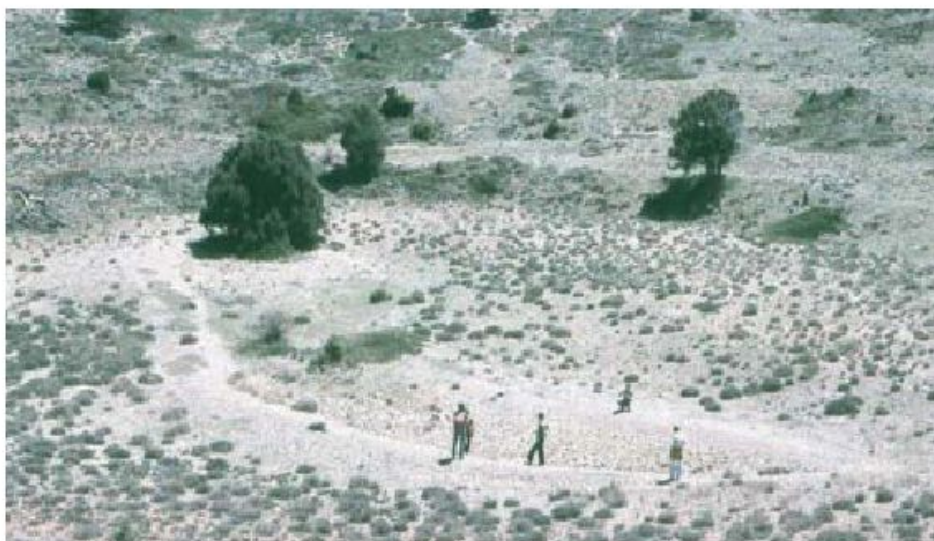


polígonos, redes, escalones y bandas. Para cada una de estas microformas se tiene en cuenta la presencia o ausencia de clasificación de las partículas del suelo. Los círculos, polígonos y redes se desarrollan fundamentalmente sobre superficies horizontales. Sus celdillas tienden a alargarse con pendientes de  $2^\circ$  a  $7^\circ$  y las formas cerradas se convierten en bandas (Sharpe, 1938; Büdel, 1960) (Fig. 15.22).

Los **círculos** tienen dimensiones comprendidas entre 0,5 y 3 m. Los carentes de clasificación presentan su parte central abombada, agrietada y desprovista de vegetación. Suelen tener un alto contenido en material fino y en sección transversal presentan estructuras que indican empuje en sus áreas centrales. Los círculos clasificados tienen un borde de piedras rodeando a material más fino. Las piedras tabulares tienden a presentar el eje mayor en la vertical y paralelo al borde (Furrer, 1968). Al igual que los anteriores pueden estar solos (Fig. 15.23) o agrupados (Fig. 15.24). Holness (2003) señala que la formación de los círculos se debe a levantamientos por heladas diferenciales asociados a célula de convección. Los procesos más importantes que se aducen para la génesis de los círculos



**FIGURA 15.22** Bloque diagrama en el que se observa cómo polígonos clasificados, desarrollados sobre superficies de muy baja pendiente, se transforman en bandas clasificadas con el aumento de inclinación de la ladera (Sharpe, 1938).



**FIGURA 15.23** Círculo de piedras clasificado y alargado y relictos en el interior de una dolina en embudo. El borde está constituido por clastos de menor tamaño que los existentes en la zona central. También pueden observarse escalones no clasificados en las laderas de la dolina. Se trata de formas relictas. Sierra de Javalambre (provincia de Teruel).



**FIGURA 15.24** Círculos clasificados. Islas Shetland del Sur (Antártida). Escala = 1 m. Foto J. López Martínez.

son los de levantamiento diferencial y desplazamiento de masas, junto con los de clasificación (Jahn, 1975).

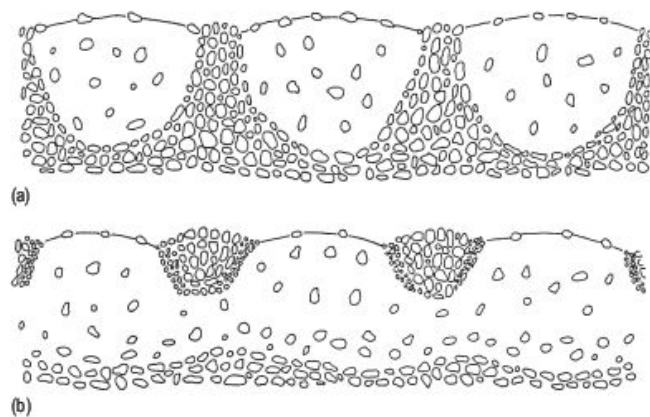
Conviene diferenciar dos tipos de **polígonos**: los que tienen dimensiones inferiores al metro y los superiores a esta medida, ya que suelen tener un origen distinto (Was-



hburn, 1979). Los polígonos pequeños no clasificados pueden tener como mínimo hasta 5 cm de diámetro y los grandes alcanzan dimensiones que pueden superar los 100 m. Se desarrollan sobre partículas de muy diverso tamaño y la vegetación se concentra en los bordes, enfatizando la forma poligonal. Los polígonos de cuña de hielo tienen la cuña coincidente con sus límites y su celda está levantada en periodo de crecimiento y deprimida, junto con charcas de agua, en época de extenuación (Jahn, 1972). Los bordes reflejan un comportamiento contrario. Algunos polígonos pueden presentar pequeños pingos y formas poligonales de menor tamaño en el interior de la célula principal. En los polígonos clasificados el borde está constituido por piedras que engloban material más fino (Fig. 15.25). El tamaño mínimo de las formas menores es de 10 cm y el máximo de los polígonos grandes no supera los 10 m. Los clastos disminuyen de tamaño con la profundidad y o bien se estrechan hacia abajo o, por el contrario, se ensanchan paulatinamente perdiéndose en una capa continua de clastos (Jahn, 1975) (Fig. 15.26). Para la génesis de un polígono el agrietamiento es fundamental. Los de mayor tamaño parece ser que se producen por agrietamiento por helada y en las formas menores el agrietamiento es por desecación o dilatación (Washburn, 1979).



**FIGURA 15.25** Polígonos clasificados. Islas Shetland del Sur (Antártida). Escala = 1 m. Foto J. López Martínez.



**FIGURA 15.26** Sección transversal de polígonos clasificados. (a) Borde de piedras que se ensancha hacia abajo. (b) Borde de piedras que se estrecha en profundidad (Jahn, 1975).

Las **redes** se refieren a formas intermedias entre polígonos y círculos, pudiendo estar o no clasificados. Una forma que se engloba en este grupo es el **césped almohadillado** (Fig. 15.27). Son formas alomadas provistas de vegetación, con diámetros máximos de 1-2 m y alturas en torno a los 50 cm. En su interior se reconocen crioturbaciones. Se desarrollan por encima del límite de crecimiento de los árboles y su origen parece estar en relación con desplazamiento de masas (Schunke y Zol-tai, 1988).

Otro tipo de suelo ordenado son los **escalones** que se localizan en laderas de 3-20° de inclinación formando bancos en las mismas. Los escalones carentes de clasificación presentan un borde con vegetación, mientras que en los clasificados su frente es de clastos con disposición imbricada (Sharp, 1942a). Los escalones no clasificados derivan muy posiblemente de césped almohadillado y los clasificados de círculos y polígonos clasificados (Washburn, 1979). Su origen parece estar relacionado fundamentalmente con movimiento diferencial de masas.

Las **bandas o suelos estriados** están constituidos por un conjunto de franjas paralelas a la línea de máxima pendiente de la ladera. Los suelos estriados no clasificados están formados por bandas con vegetación que alternan con otras en las que la cubierta vegetal es escasa o inexistente. En las bandas clasificados (Fig. 15.28) la alternancia se produce entre franjas de clastos y otras de material fino. Por lo general suelen ser rectas y alcanzan hasta los 120 m de longitud (Washburn, 1969). Los ejes mayores de los clastos están en el plano vertical y paralelos a la banda. El tamaño de los clastos disminuye con la profundidad y la clasificación penetra como máximo hasta un metro. Los polígonos clasificados, a partir de 2° de pendiente (Collard, 1973), se convierten paulatinamente en bandas clasificadas (Fig. 15.22) como consecuencia del sellado de las caras del polígono, perpendiculares a la pendiente, por movimiento de masas (Furrer, 1968).





**FIGURA 15.27** Césped almohadado. Alto valle del río Ter (Pirineo gerundense).



**FIGURA 15.28** Suelos estriados clasificados relictos. Sierra de Javalambre (provincia de Teruel).

Aunque se han llevado a cabo consideraciones sobre la génesis de los suelos ordenados periglaciares, su origen es problemático. No hay duda de que los suelos ordenados son poligénéticos, por lo que formas similares pueden deberse a diferentes procesos genéticos. Además, la actividad de algunos procesos puede producir formas distintas (Washburn, 1979). Todo ello indica que, a pesar de la gran literatura existente sobre esta temática, el origen de los suelos ordenados periglaciares permanece lleno de interrogantes.

## 15.2.2 Colinas con núcleo de hielo

Comprende un amplio grupo de pequeñas lomas producidas por procesos ligados a la acción de la helada. La mayoría se producen por nueva formación del permafrost en zonas no heladas de llanuras de inundación y cuencas límnicas (Yershov, 1998). Existe una amplia literatura al res-

pecto, en la que se han propuesto numerosos nombres para su diferenciación, lo que ha creado un importante confusiónismo. Estas colinas pueden ser perennes, como las pallas y pingos, y estacionales, como los hidrolacolos o ampollas (*blisters*). Estas últimas, de 1-8 m de altura y de 3-50 cm de diámetro, han sido poco estudiadas por su naturaleza efímera y su desarrollo, ligado normalmente a la etapa invernal donde aparecen cubiertas de nieve. Su origen está en relación con agua subterránea por encima del techo del permafrost (Pollard, 1988).

### 15.2.2.1 Palsas

Son pequeñas colinas desarrolladas en lugares pantanosos y en zonas de permafrost discontinuo y esporádico (Zoltai, 1971). En la actualidad se localizan en áreas cuya temperatura media anual está por debajo de 0°, como en Canadá, Islandia, Suecia y regiones alpinas (Kershaw y Gill, 1979). Se presentan aisladas o agrupadas y por su



morfología se diferencian pallas en domo de 0,5-7 m de altura, 10-30 m de anchura y longitudes de 15-150 m. Las pallas de mayor tamaño tienden a ser considerablemente menos cónicas que las menores. Las pallas en forma de cordón tienen una altura menor y se alargan, a veces cientos de metros, paralelas a las curvas de nivel o perpendiculares a las mismas. Las pallas de plataforma se elevan 1-1,5 m sobre las turberas circundantes y ocupan extensiones desde cientos de metros a varios kilómetros y están en relación con deshielos diferenciales. Por último, los complejos de pallas agrupan a muchos de los tipos diferenciados en diversas etapas de su crecimiento y presentan muchas depresiones cerradas generadas por deshielo (Seppälä, 1988). Algunos autores denominan turberas reticuladas (*string bogs*) a la agrupación de algunos de los tipos de pallas diferenciados. Por otra parte, la superficie de la palla está agrietada por procesos de dilatación y desecación (Embleton y King, 1975b).

Se distinguen dos tipos de pallas en función de su estructura interna. Las pallas con núcleo de turba presentan una capa superficial de turba seca que se deshila en verano. El 80-90% del interior es hielo en forma de pequeños cristales y lentejones de hielo segregado de 5-10 mm de espesor y hacia el fondo de 5-10 cm. La base suele ser de partículas minerales de tamaño limo. Las pallas con núcleo de limo presentan igualmente una capa superficial de turba y un núcleo de limos y arcillas con lentejones y venas de hielo dispuestas horizontal y verticalmente en forma de enrejado (Seppälä, 1988).

El origen de las pallas está relacionado en gran parte con la menor conductividad térmica de la turba seca con respecto a la turba saturada y helada, que es unas veinte veces superior (Washburn, 1979). En invierno la turba se humedece y aumenta su conductividad térmica penetrando profundamente la helada, formándose el hielo segregado y por presión criostática las elevaciones domáticas. Durante el verano, al secarse la turba superficial actúa como aislante y es necesario más calor y tiempo para que se produzca la fusión de la parte anteriormente helada. Las pallas pueden desintegrarse paulatinamente, a partir de sus márgenes, por aumento de temperatura y convertirse en pequeñas charcas poco profundas donde pueden comenzar una nueva generación de turba (Friedman *et al.*, 1971). Han sido citadas pallas de tipo estacional, ligadas a rezumes, en la Paramera de la provincia de Ávila, a 1.200 m de altitud (Molina y Pellitero, 1982).

Aunque la mayoría de las pallas existentes en los países escandinavos se formaron hace 1.000-3.000 años, parece ser que algunas se han formado muy recientemente, según valores suministrados por dataciones absolutas (Seppälä, 1988).

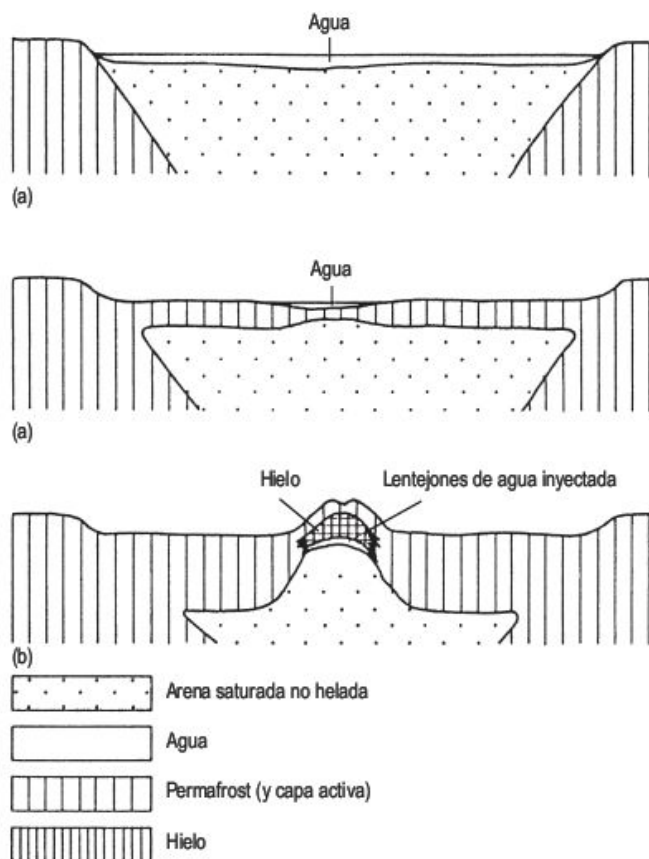
### 15.2.2.2 Pingos

Es la denominación en lengua esquimal de colina. También se les conoce como hidrolacólitos y en Siberia se les llama bulgunniaks. Se trata de colinas de forma cónica, con

núcleo de hielo que, por lo general, destacan sobre extensas llanuras. Recientemente se han reconocido pingos submarinos en algunas plataformas. No se sabe si han crecido bajo el mar o después de haberse generado en tierra han quedado invadidos por las aguas marinas. El pingo de mayor altura en áreas emergidas es el pingo Ibyuk, cerca del Delta del Mackenzie (Canadá), con 48 m, aunque la mayoría no supera los 20 m. Sus diámetros varían entre 30 y 600 m y cuanto menor es el mismo mayor es su altura. A veces son alargados, superando el kilómetro, y con alturas máximas del orden de 9 m. Como mantienen el mismo diámetro durante su crecimiento, las laderas son cada vez más inclinadas, aunque su pendiente no supera los 45° (Pissart, 1988). En su superficie aparecen dos tipos de grietas. Unas de distribución radial que convergen en la cumbre y resultan del empuje durante el crecimiento (Washburn, 1979). Si son muy abiertas puede producirse la fusión parcial del hielo infrayacente, pudiendo dar origen a una depresión a modo de cráter en la cumbre. El otro sistema es de tipo concéntrico, menos marcado que el anterior, que se produce en etapas de crecimiento negativo o de desintegración del pingo (Müller, 1959). A diferencia de las pallas, los pingos tienen un núcleo masivo de hielo, que se extiende algunos metros por debajo de la superficie del terreno (Lundquist, 1969). El material que lo recubre suele estar constituido por sedimentos sueltos, tales como gravas, arenas y limos, pero también se conocen pingos con cobertura rocosa de areniscas y argilitas. La máxima potencia conocida de esta capa es de 14 m. La velocidad de crecimiento varía desde valores muy bajos hasta 1,5 m/año (Mackay, 1973). Por otra parte, todos los pingos existentes en la actualidad tienen una edad inferior a 10.000 años y algunos solo de cientos de años. Finalmente, los pingos pueden desintegrarse paulatinamente por un aumento de temperatura, convirtiéndose en lagos de deshielo.

Los pingos se forman de dos maneras. Una, conocida como **sistema cerrado**, que explica los pingos del Delta del Mackenzie y de Yakutia central (Siberia), situados sobre zonas de potente permafrost continuo. Están en relación con depresiones lacustres. El agua drenada hacia abajo en un lago, al desarrollarse el permafrost, puede dar lugar a que se produzca el aislamiento de una parte de sedimentos saturados en agua y no helados. Al continuar la congelación el aumento de volumen del agua atrapada al congelarse genera una presión criostática que puede desencadenar una inyección de agua hacia el exterior. Si ésta llega a la superficie del terreno da lugar a un auge y si el agua expulsada contiene gas puede dar origen a una actividad explosiva. Pero, por lo general, el agua no alcanza la superficie sino que se hila para generar el cuerpo de hielo masivo (Mackay, 1979) (Fig. 15.29). El 98% de los 1.380 pingos cartografiados en el Delta del Mackenzie están localizados en el borde o en el interior de lagos actuales y antiguos (Stager, 1956), lo que apoya el origen criostático para los mismos. Los pingos de **sistema abierto**, situados una gran parte de los mismos en Alaska y Groenlandia, se localizan en áreas de permafrost





**FIGURA 15.29** Génesis de un pingo de sistema cerrado por presión criostática (MacKay, 1979).

poco potente. Se originan por presión hidrostática que resulta de diferencias de altura (Holmes *et al.*, 1968) (Fig. 15.30) y, por lo tanto, se sitúan en zonas topográficamente bajas, tales como fondos de valle o partes distales de laderas de suave pendiente (Müller, 1959).

### 15.2.3 Morfología y evolución de las laderas

Las laderas en ambientes periglaciares se desarrollan en condiciones muy distintas de temperatura, humedad, litología y cobertura de vegetación, lo que da lugar a morfologías muy diferentes. En su génesis están implicados diferentes procesos, tales como la crioclastia, movimiento de masas, escorrentía superficial y nivación, entre otros. Todos ellos pueden actuar de manera combinada o por separado y la intensidad de los mismos es muy variable. Por otro lado, muchas de las formas resultantes no son específicas de las regiones periglaciares, dado que se producen también en otras zonas morfoclimáticas. Además, algunas de las morfologías de laderas periglaciares son relictas, es decir formadas en épocas pretéritas, y en la actualidad pueden estar en desequilibrio con el medio en el que se encuentran.



**FIGURA 15.30** Origen de un pingo de sistema abierto por presión hidráulica (Holmes *et al.*, 1968).

#### 15.2.3.1 Laderas de gelifluxión

Los movimientos diferenciales que experimentan los depósitos de ladera en su desplazamiento hacia el valle, como consecuencia de la acción conjunta de los procesos de creep de helada y gelifluxión, dan lugar a diversas morfologías que se diferencian por su geometría (Washburn, 1979). Las **hojas de gelifluxión** son láminas con un borde frontal generalmente festoneado. Pueden comenzar a formarse sobre pendientes muy bajas, en torno a 1-3°. Los **bancos de gelifluxión** se caracterizan por su forma de terraza y la dimensión mayor de los mismos tiende a ser paralela a las curvas de nivel. Los **lóbulo de gelifluxión** (Fig. 15.31) presentan morfología linguoide con anchuras de 30-50 m y junto con los bancos se localizan hasta inclinaciones de 20-25°. La velocidad de movimiento en el centro del lóbulo es superior a la de los márgenes. Si los depósitos de gelifluxión se alargan considerablemente en el sentido de la máxima pendiente, se utiliza el término de **regueros de gelifluxión** para diferenciarlos. En ocasiones, en verano estas masas (con características de *debris flow*) deslizan sobre el hielo glaciar que se encuentra en superficie en el punto de fusión, lo que favorece el deslizamiento basal (Fig. 15.32).

Todas estas formas se desarrollan mejor en zonas de escasa vegetación y también, por lo general, en laderas orientadas al sol, en las que una mayor radiación solar acelera el deshielo. Los depósitos de gelifluxión suelen ser heterométricos y algunos presentan una burda estratificación. Los clastos son angulosos y su fábrica se caracteriza por presentar los ejes mayores de los fragmentos orientados en la dirección del movimiento. Estas características de los depósitos de gelifluxión pueden tenerlas también otros materiales solifluidales, originados en otras regiones morfoclimáticas, aunque los resultantes de los procesos de clima frío son más angulosos y están poco afectados por la meteorización química.

#### 15.2.3.2 Terrazas de crioplanación y criopedimentos

Estos dos aplanamientos periglaciares constituyen superficies de erosión de suave pendiente, que han recibido nu-





**FIGURA 15.31** Lóbulos de gelifluxión. Martin Lake Area (Alaska). Foto F. Gutiérrez.



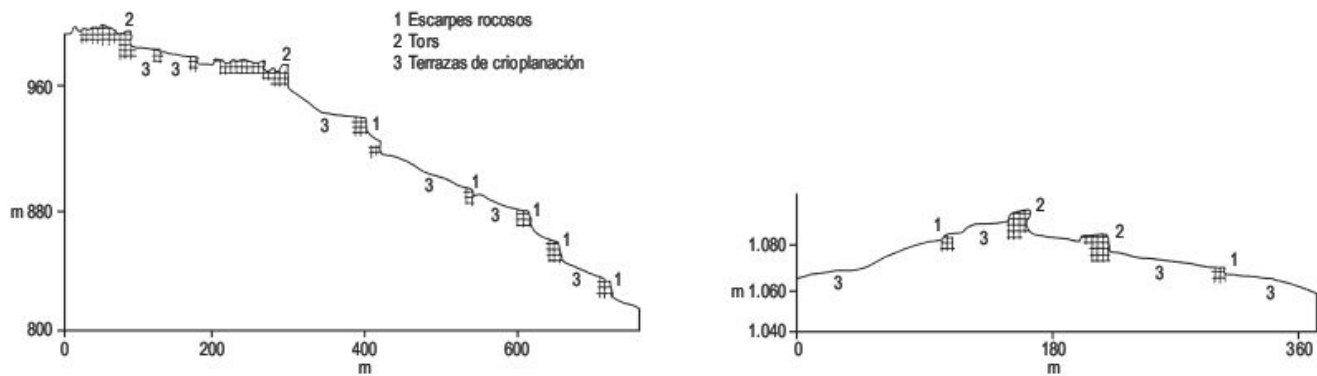
**FIGURA 15.32** Materiales movilizados por gelifluxión, que al llegar al hielo glaciar deslizan por el mismo. Glaciar Whisky en la Isla de James Ross, al Este de la Península Antártica. Foto A. Martín-Serrano.

merosas denominaciones descriptivas y genéticas en la literatura geomorfológica. Las **terrazas de crioplanación** se sitúan en las partes medias y altas de las laderas de colinas y montañas de hasta 3.000 metros de altura. Configuran un perfil abancalado con afloramientos de substrato rocoso y *tors* (relieve residual rocoso) (Czudek, 1964) (Figs. 15.33 y 15.34). Son superficies elaboradas en laderas con pendientes menores de  $25^\circ$  y se sitúan al pie de pequeños escarpes. La terraza de crioplanación más alta puede agrandarse en su evolución, llegando a producir un aplanamiento de la cumbre. La anchura de las terrazas varía desde 5 m a más de un kilómetro y su longitud desde 30 m a más de 10 km. La inclinación de las mismas es de  $1-14^\circ$  y la altura del escarpe fluctúa entre 1 y 50 m. El contacto entre éste y la terraza es neto y suele tener una acumulación de nieve. La terraza está cubierta por depósitos solifluídales de 1-3 m de potencia, que proceden de la actuación de la crioclastia (Priesnitz, 1988). Inicialmente, las

terrazas pueden tener un control estructural, aunque su génesis está ligada a los procesos de nivación en los que el material suministrado por la gelifracción junto con las aguas resultantes de la fusión nival, traen consigo la movilización por gelifluxión y arroyada pelicular. Estos procesos de nivación tienen como consecuencia el retroceso del escarpe, con la consiguiente ampliación de la terraza y aumento de la capacidad de retención de nieve (Demek, 1969). En Sierra Nevada y en el Pirineo oriental se reconocen ejemplos de terrazas de crioplanación (Gómez Ortiz, 1996), así como en el Macizo de Hardanger (Noruega) (Fig. 15.35).

Los **criopedimentos** son superficies erosivas de suave inclinación desarrolladas al pie de laderas en los márgenes de los valles. Por lo general, solo se reconoce un nivel, aunque excepcionalmente pueden existir otros niveles dispuestos escalonadamente. Son de dimensiones mayores que las terrazas de altiplanación, con anchuras al-





**FIGURA 15.33** Perfiles de ladera con terrazas de altiplanación y tors en las Montañas Hruby Jeseník (Checoslovaquia) (Czudek, 1964).



**FIGURA 15.34** Tors en granito al ENE de Fairbanks (Alaska). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 15.35** Terraza de crioplanación y glaciar de eskarpe del Casquete de Hardanger (Noruega).



rededor del kilómetro y longitudes de decenas de kilómetros. La inclinación varía entre 1 y 12° y su perfil es rectilíneo o ligeramente cóncavo. Presentan una delgada cobertera de detritos que no supera los 2 m de potencia y el substrato aflora frecuentemente. En la zona de arranque de los criopedimentos son frecuentes las morfologías solifluídales y en las partes distales se pueden encontrar suelos ordenados (Priesnitz, 1988). Su origen está en relación con la acción de la helada en su área madre, en la que se movilizan los depósitos, al igual que en las terrazas de crioplanación, por gelifluxión y arroyada. La diferencia está en que esta última es mucho más activa y como consecuencia el transporte es más lejano. En las partes bajas la arroyada es difusa y las partículas se transportan por canales fluviales trenzados poco profundos. Esta continua producción y exportación de materiales lleva consigo el lento retroceso de las laderas y la ampliación de las dimensiones del criopedimento (Czudek y Demek, 1970a).

Por otra parte, los criopedimentos presentan una gran analogía con los pedimentos de los desiertos cálidos, aunque su origen es diferente (Demek, 1969).

### 15.2.3.3 Canchales y conos de derrubios

Son acumulaciones de ladera más o menos continuas de clastos angulosos, que aun siendo muy frecuentes en ambientes periglaciares, sobre todo de áreas alpinas, también se localizan en otros medios climáticos, en especial en desiertos cálidos. Los **canchales** son mantos de derrubios que recubren las laderas, principalmente en sus partes medias y bajas, y estos clastos proceden de las áreas escarpadas superiores constituidas por rocas resistentes. Su potencia puede ser pelicular aunque en ocasiones alcanzan 30 m de espesor (Brunner y Scheidegger, 1974) (Figs. 15.36 y 15.37). Los perfiles de estas acumulaciones son por lo general cóncavos y tienen una mayor inclinación en

**FIGURA 15.36** Canchales y conos de derrubios en Punta Vacas (provincia de Mendoza, Argentina), Cordillera Principal de los Andes. Obsérvese la importante progradación de los derrubios de ladera sobre el fondo del valle seco.



**FIGURA 15.37** Canchales y conos de derrubios. En primer término, depósitos fluvioglaciares. Zona de Punta-Vacas (provincia de Mendoza, Argentina). Cordillera Principal de los Andes.





la parte superior. La pendiente del canchal corresponde con la del ángulo de reposo del material más grueso depositado y oscila entre 25° y 40° (French, 1996). Si el canchal tiene una gran longitud se puede observar una clasificación de los clastos, estando los de menor tamaño en la parte superior y los mayores en la zona más baja, como consecuencia de su mayor energía cinética (Washburn, 1979). Los clastos alargados tienden a presentar su eje mayor paralelo a la pendiente de la ladera.

La rotura de las rocas situadas en el escarpe superior puede producirse por varios mecanismos, aunque en los ambientes periglaciares la crioclastia es el proceso dominante. Los gelifractos resultantes se movilizan ladera abajo y esta continua exportación lleva consigo la retirada del escarpe. La velocidad de retroceso depende del tipo de roca y de su estructura y es del orden de 1 mm/año en Laponia y Spitsbergen (Rapp, 1957) ó 1-3 mm/año en Gran Bretaña (Ballantyne y Kirkbride, 1987). Los clastos se movilizan en el canchal por rodadura, *creep* y en ocasiones por pequeños deslizamientos. El movimiento se localiza en el medio metro superior del canchal y su velocidad es muy variable y fluctúa entre 1 y 500 cm/año (Washburn, 1979).

Cuando los fragmentos rocosos resultantes de la gelivación se canalizan, van produciendo en su transporte una hendidura en el substrato, que a veces utilizan las avalanchas de nieve y/o roca. El material movilizado se deposita finalmente dando origen a **conos de derrubios** (Fig. 15.38) de perfil manifiestamente convexo. Estos conos frecuentemente coalescen con otros laterales, adquiriendo en ocasiones morfologías similares a los canchales.

#### 15.2.3.4 Campos, laderas y ríos de bloques

Se localizan sobre o al pie de rocas duras de diversas litologías que están afectadas por planos de fisibilidad, cuyo espaciado entre los mismos es predominantemente de dimensiones decimétricas. La actividad de los procesos de meteorización, fundamentalmente la crioclastia en estos ambientes periglaciares, sobre estos macizos rocosos da lugar a clastos de tamaño bloque, de escala decimétrica y métrica, junto con partículas de dimensiones menores. Estas acumulaciones de bloques pueden estar cubiertas por vegetación, en cuyo caso tienen un relleno intersticial dentro del almacén de bloques. Cuando tiene lugar una exportación de las partículas finas superficiales por el agua, el depósito adquiere una textura abierta en la que los bloques se soportan entre sí. Según su posición topográfica, a estas acumulaciones se les denomina campos o llanuras de bloques, laderas de bloques y ríos o corrientes de bloques, que se sitúan en fondos de valle o en incisiones existentes en las laderas (Washburn, 1979). Todas estas morfologías se localizan generalmente en zonas elevadas de altas latitudes y alpinas.

Los **campos o llanuras de bloques** son extensas acumulaciones de clastos angulosos, en los que más de la mitad de la superficie está cubierta de bloques empastados



**FIGURA 15.38** Cono de derrubios de grandes dimensiones en Punta Vacas (provincia de Mendoza, Argentina), Cordillera Principal de los Andes.

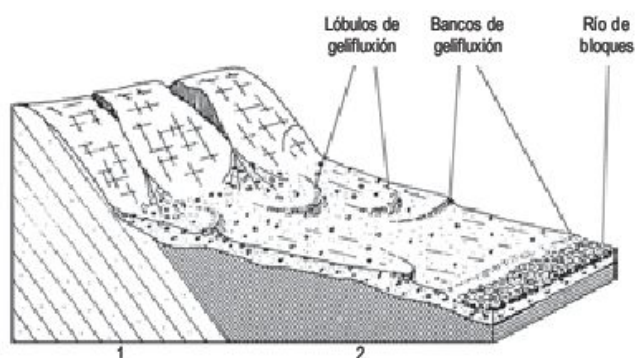
por partículas de menor tamaño. Se desarrollan en superficies horizontales o de débil pendiente y se establece una inclinación de 5° como límite entre campos y laderas de bloques. Reflejan una intensa acción de la crioclastia (Smith, 1953; Dahl, 1966). En el noroeste de la Península Ibérica son frecuentes los campos de bloques (Valcárcel y Pérez Alberti, 2002; García de Celis, 2002).

Las **laderas de bloques** (Fig. 15.39) son acumulaciones relativamente abundantes y se producen al pie de escarpes de rocas resistentes donde la meteorización por helada libera gelifractos que se movilizan ladera abajo. Los ejes mayores de los clastos están por lo general orientados en la dirección de máxima pendiente y el depósito presenta una clasificación, estando los fragmentos de mayor tamaño en superficie y los finos en profundidad. También se reconoce a lo largo de la ladera un mayor porcentaje de partículas finas en las partes inferiores y una disminución progresiva del tamaño de los clastos de arriba hacia abajo. Los movimientos diferenciales de la acumulación dan origen a formas lobulares y abancaladas en las partes medias y bajas de las laderas (Gutiérrez y Peña, 1977) (Fig. 15.40).





**FIGURA 15.39** Ladera de bloques de cuarcitas. Macizo paleozoico del Tremedal, Sierra de Albarracín (provincia de Teruel).



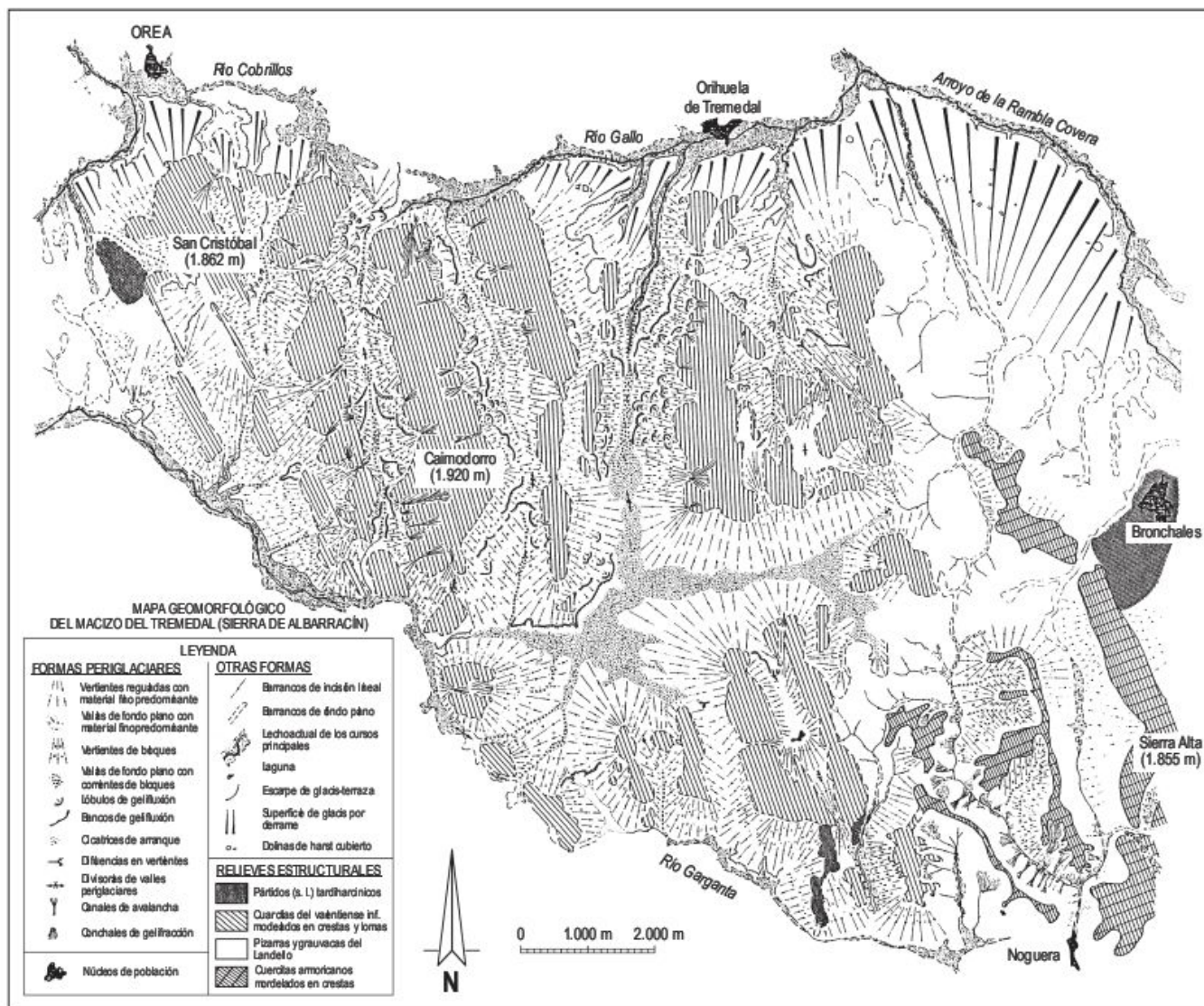
**FIGURA 15.40** Bloque diagrama esquemático de formas acumulativas periglaciares en ladera y valle en el Macizo del Tremedal, Cordillera Ibérica centrooriental. 1) Cuarcitas del Valentiense inferior. 2) Pizarras ampelíticas del Valentiense (Gutiérrez y Peña, 1977).

Los **ríos de bloques** (Fig. 15.41) están constituidos por gelifractos de gran tamaño y se localizan en valles de ladera o en el fondo de valles principales. Estos últimos son mucho menos frecuentes que los anteriores y resultan de la alimentación de bloques procedentes de las laderas que forman finalmente un río de bloques. Uno de los ejemplos más grandiosos de desarrollo de ríos de bloques se encuentra en el Macizo paleozoico del Tremedal (Fig. 15.42), en el sector centrooriental de la Cordillera Ibérica (Gutiérrez y Peña, 1977). Allí, los ríos de bloques se localizan en una gran parte de los valles principales y de ladera. Las dimensiones máximas de los ríos de bloques son de 2,6 km de largo por 0,25 km de ancho. Su potencia es difícil de estimar dado que no se observa el substrato, aunque se han medido potencias próximas a los 4 m. Las pendientes longitudinales de los valles princi-



**FIGURA 15.41** Río de bloques de cuarcitas. Macizo paleozoico del Tremedal, Sierra de Albarracín (provincia de Teruel).





**FIGURA 15.42** Mapa geomorfológico del Macizo del Tremedal, Sierra de Albarracín (provincia de Teruel y Guadalajara) (Gutiérrez y Peña, 1977).

pales varían enormemente, incluso dentro de un mismo valle. A veces se presentan escalonamientos transversales de algunos metros de altura, de posible origen estructural. En la superficie de los bloques existen pequeñas depresiones cerradas de escala métrica, resultantes de la iluviación de los finos infrayacentes y subsiguiente asentamiento.

Por debajo de los bloques superficiales con textura abierta se observa una matriz heterométrica que empasta los bloques. La ausencia de finos en superficie se interpreta como debida a un lavado de este material por agua de escorrentía, posiblemente de fusión nival (Andersson, 1906; Smith y Smith, 1945; Smith, 1953; Potter y Moss, 1968). Esta carencia de finos impide la instalación de vegetación. En los ríos de bloques del Tremedal no se observa ningún tipo de fábrica, a diferencia de otras áreas

en los que se reconocen formas lobadas en la disposición de los bloques y fuertes buzamientos de sus ejes mayores contra pendiente (Potter y Moss, 1968; Caine, 1972). El desplazamiento ha debido ser muy escaso ya que ninguno de estos ríos de bloques de valles principales llega a las parte bajas del Macizo. Si hubiera sido así, se habrían generado glaci o abanicos de bloques. En la actualidad, el agua circula subálveamente y aflora al pie de los escalones transversales al valle. Los bloques están recubiertos por líquenes, lo que indica ausencia de movimiento.

Los procesos implicados en el desarrollo de estas morfologías son la crioclastia, creep de helada y geliflución, clasificación por helada y por movilización de las partículas finas que van hacia la base del depósito e iluviación mecánica de la matriz intersticial (Washburn, 1979).



### 15.2.3.5 Glaciares rocosos

Constituyen uno de los rasgos más sobresalientes de las áreas de periglaciario alpino. Se trata de una masa de clastos angulosos, en forma de lengua o lobada, con hielo en su interior que se mueve ladera abajo (Fig. 15.43). Este hielo cementa a los detritos o está bajo la forma de un núcleo de hielo cubierto por fragmentos rocosos (Potter, 1972), que al fundir genera una depresión en la superficie. Esta diferenciación ha presentado problemas a la hora de clasificar a los glaciares rocosos como formas glaciares o periglaciares (Tricart y Cailleux, 1962). En la actualidad se está de acuerdo en que los glaciares con núcleo de hielo forman parte del sistema glaciar y los que presentan hielo intersticial corresponden a típicas morfologías periglaciares características de ambientes de permafrost. Además, existe también un cierto confusiónismo en la diferenciación entre ríos y laderas de bloques y glaciares rocosos, ya que a veces suele observarse una transición continua entre estas formas (Corte, 1976).



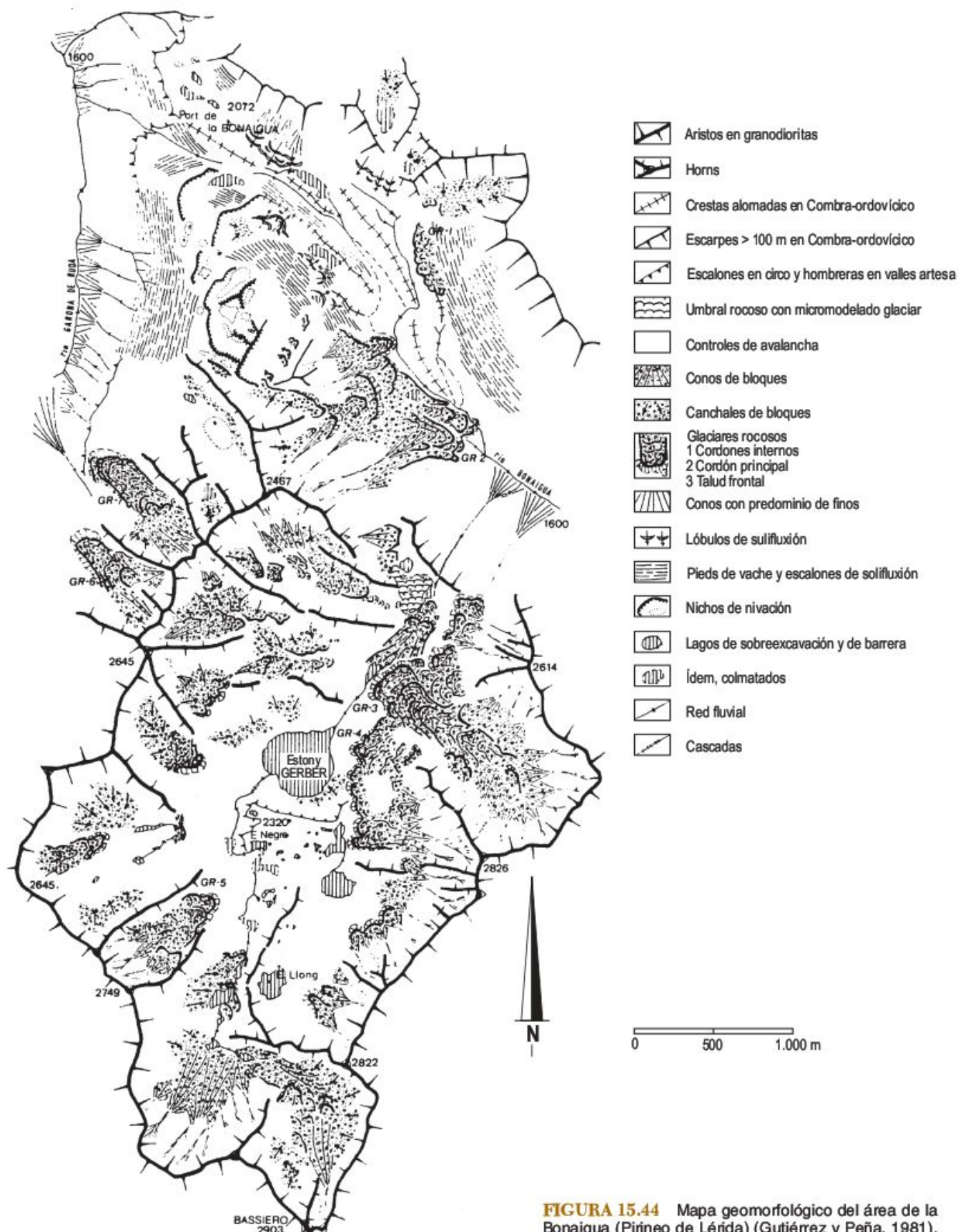
**FIGURA 15.43** Glaciar rocoso y cordón morrénico. Brackenridge. Montañas Rocosas de Colorado (Estados Unidos). Foto F. Gutiérrez.

Los glaciares rocosos se sitúan por lo general al pie de paredes escarpadas, que a veces constituyen los bordes de los anfiteatros de circo o laderas abruptas de valles en artesa (Serrat, 1979; Gutiérrez y Peña, 1981) (Fig. 15.44). Se alimentan en su zona de arranque de clastos procedentes de la acción de la crioclastia, que se movilizan por la ladera construyendo canchales, laderas y ríos de bloques y conos de derrubios, y también, en ocasiones, de depósitos morrénicos. Morfológicamente se clasifican (Wahrhaftig y Cox, 1959) en **glaciares rocosos en lengua**, si la longitud es mayor que la anchura, **glaciares rocosos lobados**, cuando la anchura supera a la longitud, y **glaciares rocosos en espátula**, que son similares a los glaciares rocosos en lengua, pero sus partes distales se ensanchan bruscamente (Barsch, 1996) (Fig. 15.45). A estos tipos algunos autores añaden los **glaciares rocosos compuestos**, formados por la superposición de varias lenguas de glaciar rocoso (Washburn, 1979).

La anchura de los glaciares rocosos varía entre 100 y 500 m y su longitud puede superar el kilómetro. La potencia del depósito alcanza en ocasiones los 50 m. Como consecuencia de su movimiento presentan un frente escarpado, cuya inclinación oscila entre 35° y 45° (Barsch, 1988). Los márgenes laterales también son abruptos y en su interior presentan un relieve superficial de cordones y surcos arqueados, perpendiculares generalmente a la dirección del flujo (Figs. 15.45 y 15.46). El volumen transportado por un glaciar rocoso supera normalmente el millón de metros cúbicos, de los que el 40-50% corresponden a clastos y el 50-60% a hielo intersticial y en lentejones. El movimiento es consecuencia de la deformación plástica del hielo y está controlado por la pendiente y el contenido en hielo, así como por la temperatura y el tamaño de los clastos de su interior. La velocidad, que suele ser mayor en verano que en invierno, varía entre algunos centímetros (Barsch y Hell, 1975) (Fig. 15.47) y 5 m/año y las máximas velocidades se han obtenido en cambios bruscos de pendiente en el glaciar rocoso de Obergurl (Innsbruck, Alpes austriacos). Este movimiento es ayudado por el propio peso del glaciar rocoso y por el empuje de los depósitos de ladera sobre la zona de arranque. El avance de los glaciares rocosos es menor que el de los glaciares y mucho mayor que el de los depósitos que se movilizan por gelifluxión.

Teniendo en cuenta su funcionalidad se diferencian: **glaciares rocosos activos** con una película externa de 2 m de detritos gruesos y un núcleo con material más fino con lentejones de hielo, en los que la movilidad se reconoce por el avance del frente. Recientemente se han localizado glaciares rocosos activos a 2.600-2.950 m en los Pirineos centroorientales; su desplazamiento es de 22 cm/año (Serrano y Agudo, 1998; Serrano *et al.*, 2002). Los **glaciares rocosos inactivos** son aquellos que no presentan movimiento, pero todavía tienen un núcleo helado y la capa externa supera los 10 m de potencia (Barsch, 1988). Los primeros síntomas de inactividad vienen dados por la colonización

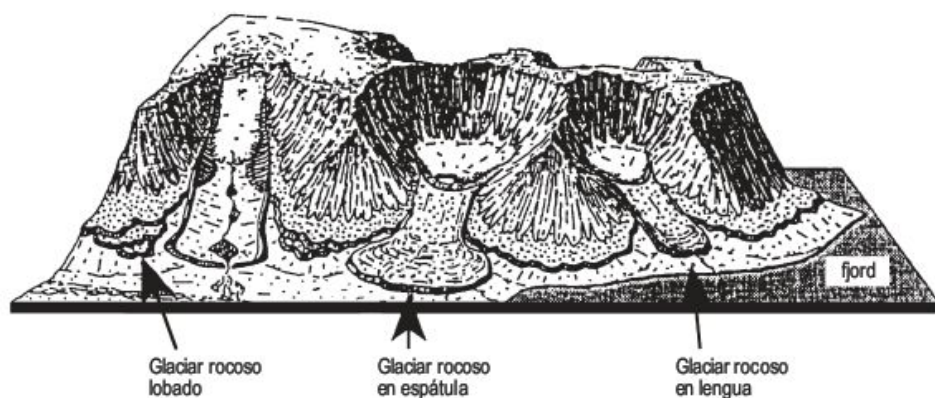




**FIGURA 15.44** Mapa geomorfológico del área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida) (Gutiérrez y Peña, 1981).



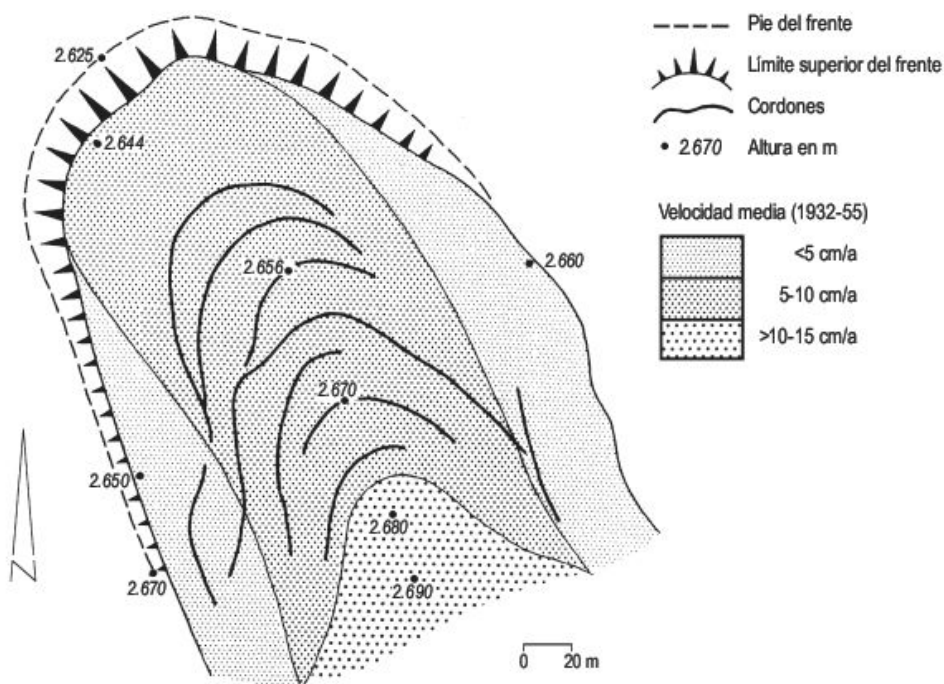
**FIGURA 15.45** Diferentes tipos de glaciares rocosos en ambientes polares de montaña (Barsch, 1996; modificado de Humlum, 1982).



**FIGURA 15.46** Cordones y surcos arqueados en un glaciar rocoso situado en la margen derecha de la cabecera del río Garona (Pirineo leridano).



**FIGURA 15.47** Zonas de igual velocidad para el glaciar rocoso Murtél I, Corvatsch, Alto Engadin, Alpes suizos. La velocidad de cada zona es la media del período 1932-1955 (23 años), el promedio para todo el glaciar rocoso de 7,1 cm/año (Barsch y Hell, 1975).



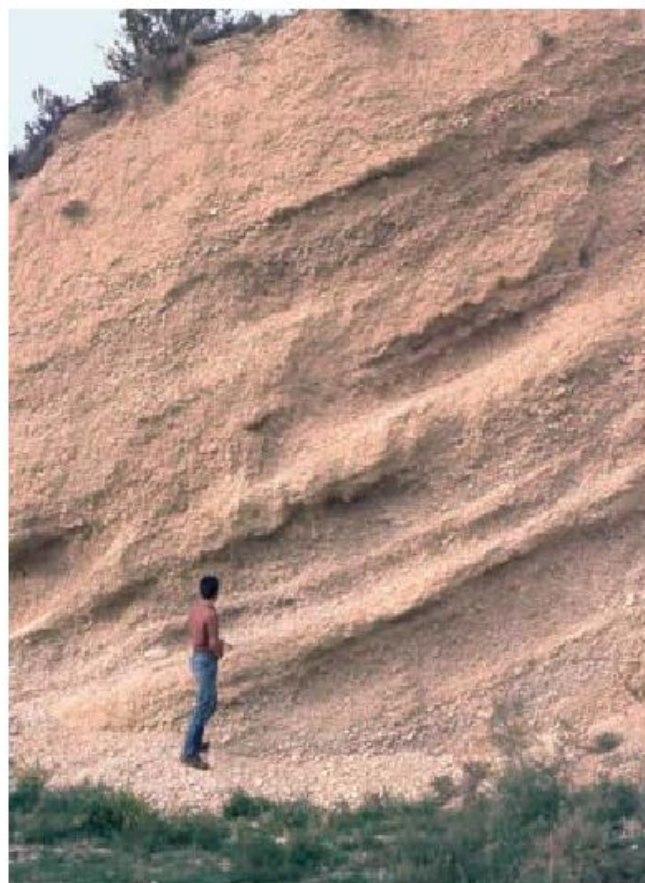


vegetal del frente y por el desarrollo de un abanico de derrubios al pie del talud frontal. Finalmente, en los **glaciares rocosos relictos o fósiles** (Barsch, 1977b) el hielo interno ha fundido y como consecuencia pueden presentar rasgos de colapso por criokarst.

Los glaciares rocosos se desarrollan mejor en climas continentales y semiáridos, ya que en condiciones muy húmedas se generan cuerpos glaciares (Höllerman, 1983). Las investigaciones llevadas a cabo ponen de manifiesto que la edad de los glaciares rocosos activos es inferior a 10.000 años, generados por lo tanto después de la última glaciación del Würm, en el Holoceno o Postglaciar (Barsch, 1996).

### 15.2.3.6 Grèzes litées

Se trata de depósitos de ladera de clastos angulosos estratificados (Fig. 15.48). Algunos autores los denominan también *éboulis ordonnés*, aunque otros utilizan este término para canchales estratificados generados por gravedad. En los **grèzes litées** la estratificación viene dada por una alternancia de capas de clastos equigranulares, de tamaño canto, con otras de material más fino en las que dominan arena, limo y arcilla (Tricart, 1952a). Si contienen nume-



**FIGURA 15.48** Grèzes litées en Entrambasguas, Sierra de Albarracín (provincia de Teruel).

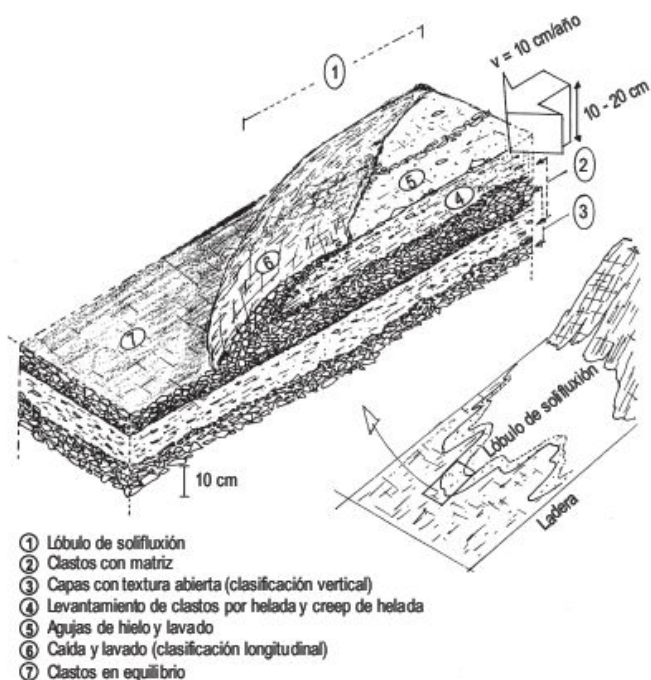
rosos fragmentos de tamaño bloque se utiliza la denominación *groise litées*. En los grèzes la capa de clastos de mayor tamaño presenta una estructura granosoportada, es decir carece de matriz en los intersticios, por lo que los cantos están sueltos. Cuando estos depósitos están constituidos por componentes calizos, la capa de material fino suele cementarse ya que es la que retiene el agua de percolación. El paso de una capa a otra suele ser neto y a veces se observan estructuras canaliformes. La estratificación del depósito, a diferencia de los canchales estratificados, no corresponde con la superficie topográfica actual. Los grèzes litées aparecen en cualquier orientación, aunque se localizan con mayor frecuencia en laderas de exposición meridional. Se encuentran sobre pendientes de 7 a 45° y pueden alcanzar potencias de hasta 40 m. Las capas tienden a ser más potentes ladera abajo (Guillien, 1951).

Los grèzes litées son relativamente frecuentes en las latitudes medias y no se conocen en zonas polares. Para su formación son necesarias oscilaciones térmicas alrededor de 0 °C para que la crioclastia genere gelifractos, agua suficiente para clasificar el depósito y una vegetación escasa o inexistente (DeWolf, 1988). La estratificación y la clasificación se interpretan como debidas al agua de fusión de acumulaciones nivales, que constituye el agente esencial en la sedimentación del material más grueso, así como en la eluviación de los más finos (Guillien, 1951). Francou (1988) ha observado típicos depósitos de ladera estratificados en los Andes del Perú, a 4.400-4.900 m de altura. Presentan una inclinación de 33° a 35° y se caracterizan por el desarrollo de grandes lóbulos de solifluxión, que se mueven unos centímetros al año. Un corte del depósito, en el borde del lóbulo, permite analizar la estructura interna y deduce que los lóbulos se mueven muy lentamente y se desenrollan como una alfombra, dando lugar a que los cantos se entierren bajo los lóbulos (Fig. 15.49). A la vez, el empuje por helada separa los finos de los cantos y éstos se mueven por *creep* de helada y *pip-krake* con mayor velocidad que los lóbulos de solifluxión.

Van Steijn *et al.*, (1995) señalan que mediante el estudio de la morfología y sedimentología de los depósitos de ladera estratificados se pueden deducir los procesos generadores. Se proponen diversos orígenes, que pueden actuar solos o en combinación: láminas o lóbulos de solifluxión, flujos de partículas secas o cementadas por hielo, *debris flows* y transporte néveo-eólico. Discuten también la problemática de la convergencia de formas.

En los Pirineos centrales se localizan gran número de grèzes litées, que se desarrollan fundamentalmente a partir de 600-800 m de altura. Se estima que hay más de una fase de generación, aunque la etapa principal pertenece al Tardiglaciar (Peña *et al.*, 1998) y datan en Eripol un derrubio estratificado en  $20.060 \pm 180$  BP. Para García Ruiz *et al.*, (2000, 2001) se formaron durante la etapa más fría del Pleistoceno superior y en el tardiglaciar y han sido interpretados como generados por lóbulos de gelifluxión y *debris flow*.





**FIGURA 15.49** Génesis de depósitos de ladera estratificados (Francou, 1988).

### 15.2.3.7 Modelado resultante de la nivación

En las laderas se encuentran los **nichos de nivación**, con una delgada película de nieve (Fig. 15.50). El agua de fusión penetra en los materiales del sustrato y cuando las temperaturas alcanzan el punto de congelación, fundamentalmente durante la noche, se produce la meteorización por helada. Las partículas resultantes de esta actividad pueden movilizarse ladera abajo por gelifluxión y también por aguas de escorrentía, reco-

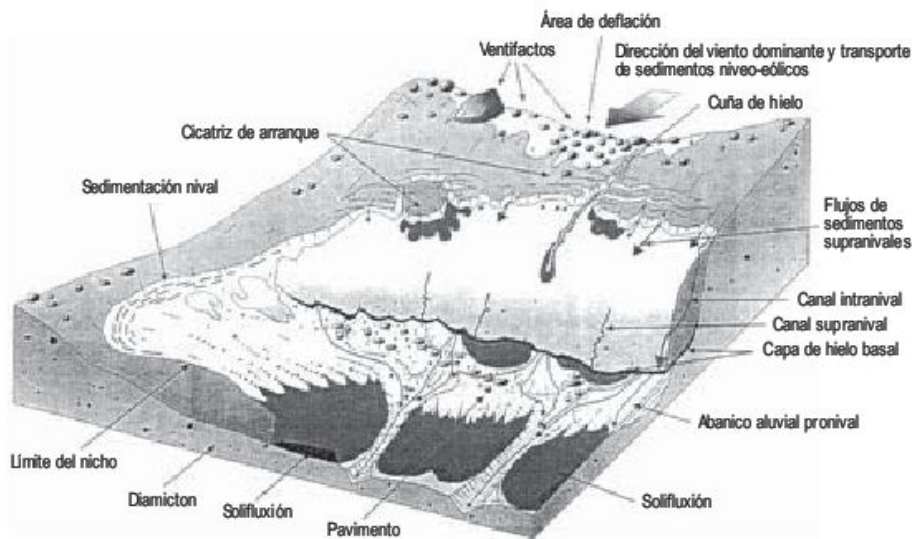
nociéndose acumulaciones de detritos al pie del nicho (Thorn, 1988a). El lixiviado de las partículas finas en el interior del nicho de nivación conduce al desarrollo de pavimentos periglaciares. De todo ello se deduce que el proceso más importante de la nivación parece ser que es el hielo-deshielo. En zonas de bajas latitudes, como en la Cordillera de los Andes, se han contabilizado más de 300 ciclos de helada (Troll, 1944), lo que son áreas en las que la nivación puede ser potencialmente importante. La actuación sucesiva de los procesos de nivación trae consigo el ensanchamiento de los nichos, que comienzan como pequeñas depresiones de tamaño métrico, pudiendo alcanzar diámetros próximos al kilómetro cuando coalescen con otros nichos. La ampliación se produce por los márgenes, donde la fusión y la crioclastia subsecuente son mayores, ya que en el centro la acción protectora de la nieve inhibe el proceso de hielo-deshielo. Estos márgenes se modifican a lo largo del año en función de las variaciones estacionales. Aquellos nichos que alcanzan grandes dimensiones se les denomina **termocircos** (Selby, 1985). Los nichos de nivación presentan un escarpe o anfiteatro arqueado y a su pie un aterrazamiento o ladera de suave pendiente que facilita la evacuación de los detritos (Christiansen, 1998) (Fig. 15.51). Se forman más rápidamente en afloramientos rocosos que en suelos con vegetación y se ha observado la generación en pocos años de nichos de nivación bajo acumulaciones nivales. Los nichos son circos embrionarios, en los que los procesos de nivación se sustituyen paulatinamente por los glaciares, cuando la nieve acumulada en el interior del nicho perdura el tiempo suficiente como para transformarse en hielo (Tricart y Cailleux, 1962).

Por otra parte, se pueden originar al pie de acumulaciones nivales, existentes en la base de laderas escarpadas, cordones de gelifractos denominados **cordones de nivación** (Butzer, 1976) o **protalus ramparts** (Washburn, 1979) (Fig. 15.52). Los clastos procedentes de la parte su-



**FIGURA 15.50** Nichos de nivación. Macizo de Hardanger (Noruega).





**FIGURA 15.51** Modelo de nivación en el Alto Ártico para formas no consolidadas basadas en las observaciones del Área de Zackenberg en el noreste de Groenlandia (Christiansen, 1998).

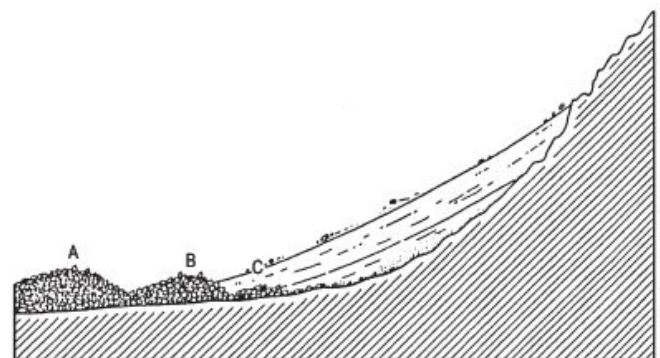


**FIGURA 15.52** Cordones de nivación. Macizo del Turbón (Pirineo Aragonés). Foto J. L. Peña.

perior rocosa de la ladera deslizan sobre la nieve y se acumulan al borde de la misma. Cuando ésta funde el cordón queda rezagado y desconectado del perfil de la ladera. En ocasiones pueden reconocerse varios cordones paralelos entre sí, que nos indican un retroceso paralelo de la ladera (Sharpe, 1938) (Fig. 15.53).

### 15.2.3.8 Evolución de las laderas

Las laderas desarrolladas en ambientes periglaciares se clasifican en función de su forma y de los procesos que operan en las mismas. Básicamente se diferencian laderas de cantil-talud que son cóncavas y tienen acumulaciones bajo la forma de canchales y conos de derrubios, laderas abancaladas que resultan de la actuación de los procesos de crioplanación y laderas regularizadas o convexo-cóncavas con un recubrimiento continuo de material solifluidal (French, 1996) (Fig. 15.54).



**FIGURA 15.53** Origen de los cordones de nivación por deslizamiento de clastos sobre la acumulación nival (Sharpe, 1938).



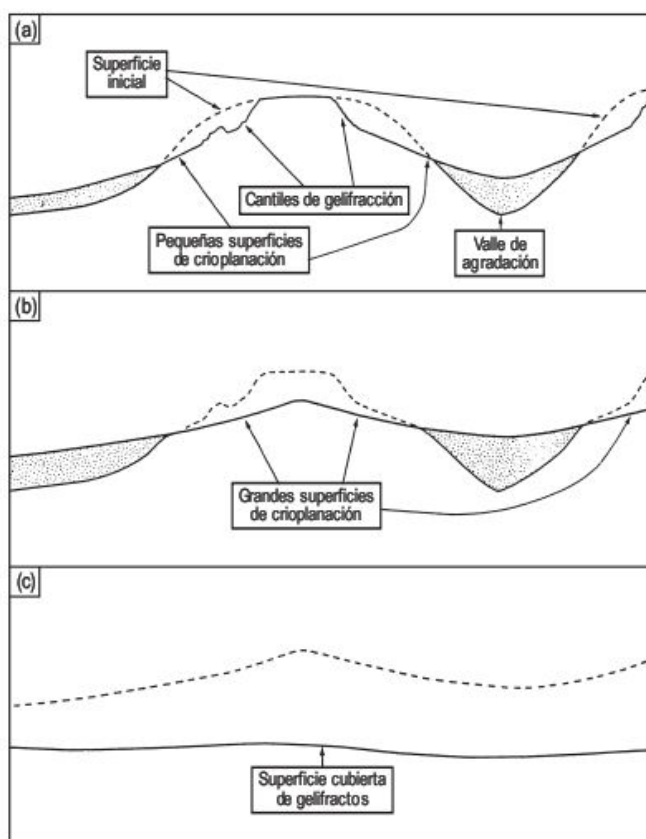


**FIGURA 15.54** Laderas periglaciares funcionales recubiertas de material heterométrico, sobre un substrato de litologías detríticas cretácicas. Presenta una socavación en la base de la ladera por la acción fluvial en la época de deshielo. Isla de James Ross, al Este de la Península Antártica. Foto A. Martín-Serrano.

Las laderas cantil-talud evolucionan por retroceso paralelo del escarpe y alargamiento de la ladera con disminución del ángulo y longitud del manto de derrubios a lo largo del tiempo (Carson y Kirkby, 1972). En general, los escarpes retroceden más lentamente que en otras zonas morfoclimáticas, aunque esto es función de las características litológicas y estructurales y de las microclimáticas, tales como la orientación (Souchez, 1966).

Las laderas abancaladas se generan por los procesos de crioplanación, que producen un suavizado del perfil y un aplanamiento del mismo. La continua erosión de las partes superiores y sedimentación en las zonas más bajas, fundamentalmente en los fondos de los valles, lleva implícito el retroceso paralelo de los escarpes por crioclastia y un ensanchamiento de las partes abancaladas. Estas ideas fueron expresadas por Peltier (1950) en su «ciclo de erosión» periglacial (Fig. 15.55).

Las laderas regularizadas se caracterizan por un perfil convexo-cóncavo sin interrupciones netas y están cubiertas por un depósito continuo de gelifractos (Fig. 15.56) afectado por gelifluxión, acompañada por lavado superficial y en zonas de pendiente acusada por regueros. Estas laderas pueden evolucionar a **laderas tripartitas** o **facetas triangulares de ladera** (Büdel, 1982) cuando tiene lugar en ellas una profunda disección por barrancos en la parte media de la ladera, donde hay una confluencia de regueros tributarios (Fig. 15.57). Los barrancos depositan la carga resultante de la erosión de las laderas en las partes bajas de escasa pendiente bajo la forma de pequeños abanicos aluviales. Una vez que se ha formado la faceta triangular tiene lugar un cambio en los procesos de denudación de tal manera que cada faceta constituye un relieve relicto que funciona independientemente de las partes superiores de la ladera. La alternancia de etapas de



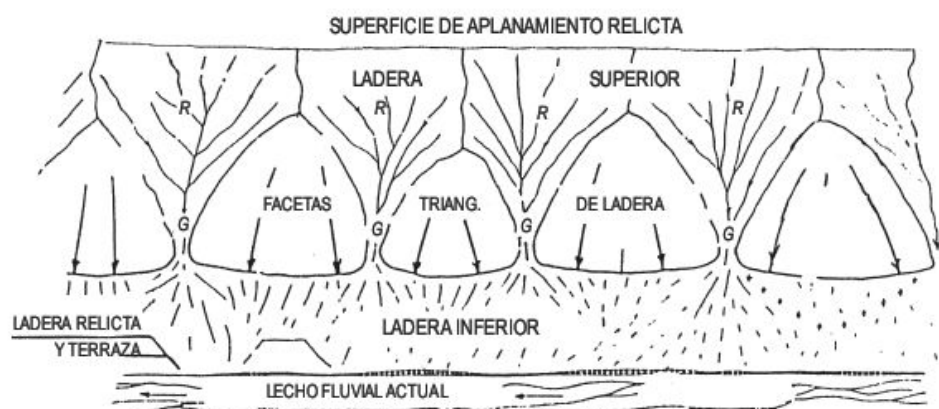
**FIGURA 15.55** El ciclo de periglaciación (a) juventud, (b) madurez y (c) senilidad (según Peltier, 1950; en Small, 1970).

acumulación y disección da lugar a una secuencia de laderas tripartitas separadas unas de otras y a su vez paralelas al escarpe.





**FIGURA 15.56** Laderas regularizadas, posiblemente relictas. Sierra de Javalambre (provincia de Teruel).



**FIGURA 15.57** Ladera tripartita en el sureste de Spitsbergen. R: regueros en las partes más altas de la ladera. G: barrancos de disección de la ladera (Büdel, 1982).

## 15.2.4 Modelado fluvial

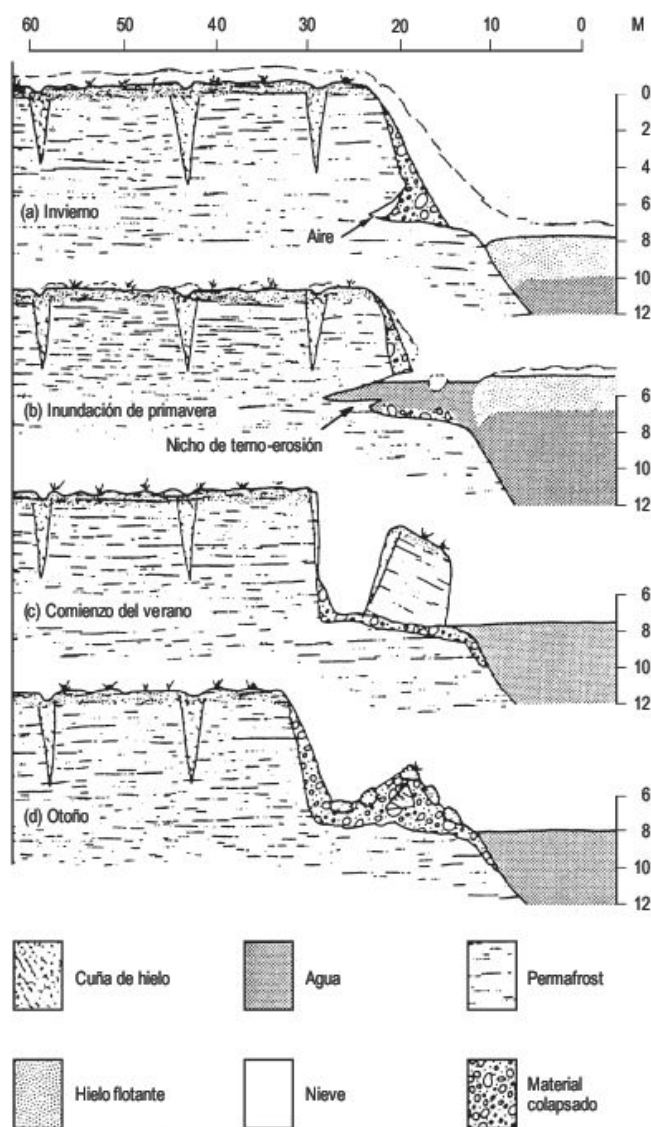
Los canales más frecuentes en los medios periglaciares son los de tipo trenzado, con gran carga de fondo, inclinación elevada y relación anchura-profundidad alta. En las épocas estivales de crecida, estos canales ejercen una importante erosión mecánica en los márgenes del canal. Además, las aguas de escorrentía llegan a fundir el permafrost, produciéndose una socavación en los márgenes fluviales, que origina **nichos de termo-erosión** (Czudek y Demek, 1970b; Walker, 1973) (Fig. 15.58), los cuales pueden alcanzar hasta 3 m de altura y 1-3 m de profundidad. Estos nichos llegan a colapsar, desprendiéndose grandes paneles que suministran nueva carga al río.

La morfología de los valles desarrollados en las zonas periglaciares ha sido poco estudiada y la mayoría de los trabajos están en relación con el problema de la asimetría de los valles. No obstante, es más abundante la literatura científica sobre los valles pleistocenos, que constituyen

formas relictas de áreas que estuvieron sometidas a la actividad de los procesos periglaciares, como ocurre en amplias extensiones de Europa central y occidental.

Los **valles asimétricos** pueden definirse como aquellos que presentan una ladera marcadamente más inclinada que otra. La asimetría no es específica de los ambientes periglaciares y puede ser debida a varios factores, fundamentalmente litológicos y estructurales. Sin embargo, en estas regiones la ladera más inclinada está orientada al norte, en nuestro hemisferio. La mayor insolación que reciben las laderas de solana trae consigo un deshielo más rápido y duradero, lo que da origen a una mayor cantidad de agua que desencadena la geliflución y los movimientos de masa. Los materiales movilizados empujan a las corrientes fluviales hacia las umbrías produciéndose una socavación basal y, por consiguiente, sus laderas serán más inclinadas. Además, estas laderas orientadas al norte sufren un menor deshielo en las épocas estivales, por lo que el permafrost ayuda a conservar su





**FIGURA 15.58** Erosión térmica de un margen fluvial (Walker, 1973).

perfil más abrupto (Gravis, 1969; Czudek, 1970b; Karasch, 1983).

Otra causa aducida para explicar la asimetría de los valles está relacionada con la acción de los vientos dominantes que tienden a acumular la nieve en las laderas de sotavento (French, 1971). Durante el verano la fusión de la misma suministra gran cantidad de agua que acelera el movimiento de masas de las laderas.

Los segmentos de bajo orden en una cuenca fluvial de regiones no montañosas presentan diferentes morfologías. Se diferencian **valles en cuna** (Tricart, 1967) con sección en U y perfiles longitudinales con ligeras contrapendientes, que indican que la escorrentía juega un escaso papel. Las laderas son de morfología convexo-cóncava, debido a que la gelifluxión es el agente dominante en el transporte de detritos. El fondo de los valles está constituido funda-

mentalmente por material sin clasificar, procedente de la alimentación de los depósitos de gelifluxión de las laderas. Estos valles son abundantes en las antiguas regiones periglaciares de Europa y la mayoría están secos en la actualidad. Los valles en cuna no suelen superar los 3 km y hacia abajo desembocan en un valle con un flujo fluvial o en ocasiones se convierten en **valles de fondo plano**. En Islandia tienen una anchura de 5-100 m o más, una profundidad de 5-20 m y un gradiente de 4-11% (Schunke, 1975). Su lecho está constituido básicamente por detritos sin clasificar procedentes de las laderas y por material que ha sufrido un cierto transporte longitudinal. La conexión entre el fondo plano y las laderas se lleva a cabo mediante una concavidad de enlace, que indica un aporte lateral solifluidal y una escasa o nula capacidad de evacuación por el curso fluvial. Otras veces la unión entre la ladera y el fondo de valle presenta un ángulo basal, que refleja una importante erosión al pie de las laderas durante las crecidas (Tricart, 1967). Estos valles de fondo plano, al igual que los valles en cuna, suelen ser valles secos (Jahn, 1975) en la actualidad. Esta circunstancia parece ser debida a la considerable potencia de los depósitos del fondo, en los que el agua percola fácilmente discurriendo subálveamente. No obstante, hay que tener presente que los valles secos pueden originarse en otros ambientes, tales como las áreas kársticas.

### 15.2.5 Termokarst o Criokarst

Este término se aplica a las morfologías generadas por subsidencia de la superficie terrestre (Fig. 15.59), como consecuencia del deshielo de la parte superior del permafrost. El paisaje originado suele ser muy irregular y a veces un tanto caótico. El término de termokarst es poco acertado, ya que las formas producidas tienen un escaso parecido con los modelados exokársticos existentes en los terrenos carbonatados (Pissart, 2004). Las morfologías de criokarst aparecen fundamentalmente en áreas de bajo relieve, como llanuras de sedimentos aluviales, ya que los lagos de deshielo resultantes es muy difícil que persistan en zonas de relieve enérgico (Williams y Smith, 1989). Las formas producidas suelen ser muy activas y, por consiguiente, estos paisajes periglaciares se modifican muy rápidamente en breves periodos de tiempo (Harry, 1988).

Las causas del deshielo son muy diversas. El cambio climático hacia temperaturas más suaves es la causa más importante al afectar a grandes extensiones. Las modificaciones en la cobertura vegetal, debidas a fuegos, deforestaciones y construcciones, son localmente significativas, ya que una pérdida de la cobertura puede desencadenar el deshielo como consecuencia de la desaparición de la capa aislante de vegetación. Finalmente, otras causas, de carácter geomorfológico, son la erosión térmica debida al agua estancada y el *slumping* y coladas de tierra que erosionan la capa activa (French, 1987).

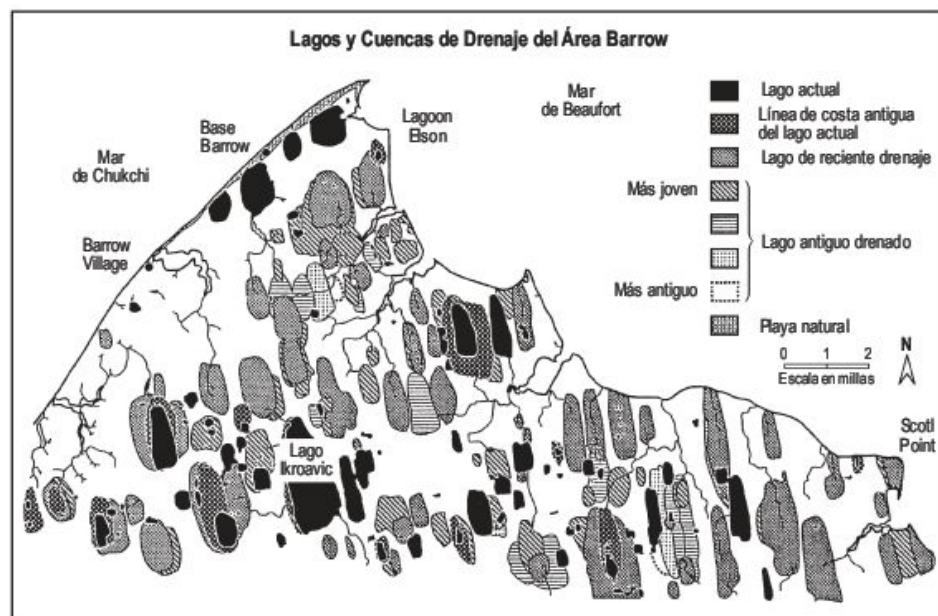




**FIGURA 15.59** Pequeño colapso que afecta a depósitos de ladera, producido por fusión de hielo infrayacente durante el verano austral. Isla de James Ross, al Este de la Península Antártica. Foto A. Martín-Serrano.

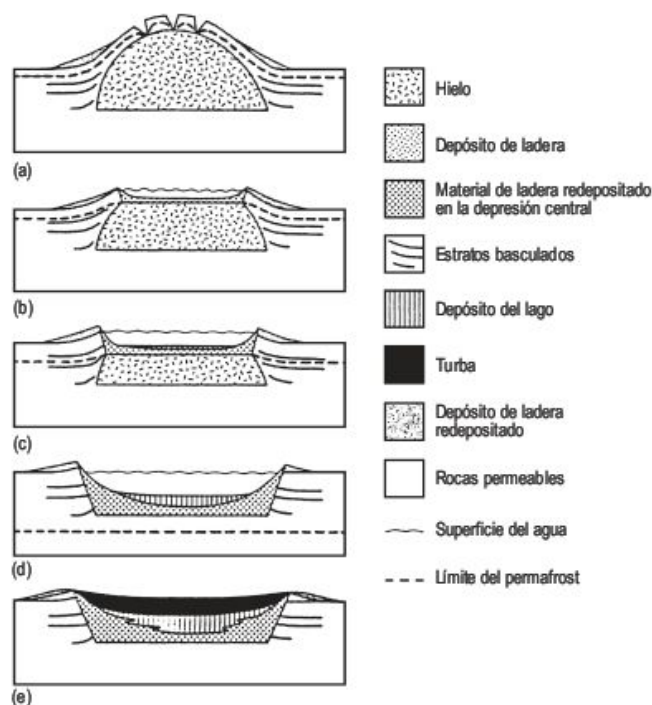
Los **lagos de deshielo** son las formas más frecuentes. Son poco profundos, menos de 4 m, y no sobrepasan los 2 km de anchura (French, 1996). Se generan por deshielo del permafrost que desencadena una subsidencia del terreno y posterior relleno de agua. Se localizan sobre todo en llanuras y se rellenan rápidamente por sedimentos y turba. Su vida no suele superar los 3.000 años. Las agrupaciones de **lagos orientados** son muy poco frecuentes y el mejor ejemplo se localiza en la llanura costera ártica de Alaska (Carson y Hussey, 1962) (Fig. 15.60). Sus formas son elípticas y a veces rectangulares, dos o tres veces más largos que anchos, con ejes mayores de hasta 5 km y profundidades de 2-6 m (Black y Barksdale, 1949). Se reconocen morfologías complejas debidas a la coalescencia de varios lagos. Su origen es incierto y se interpretan como debidos a la acción de vientos dominantes que depositan sedimentos en las orillas perpendiculares a estos rumbos. Estos depósitos aíslan las orillas del deshielo y las protegen de la acción del oleaje a causa de que las playas han alcanzado una pendiente muy suave. A partir de este momento se produce un refluo hacia las extremidades del lago y en estas partes la corriente es más fuerte y puede ejercer una acción abrasiva que trae consigo el alargamiento del lago. Los retrocesos medidos son muy rápidos, del orden de 25 m/año (Carson y Hussey, 1962).

Los **pingos colapsados** pueden formar depresiones cerradas subcirculares, poco profundas y con un borde elevado constituido por sedimentos que buzan hacia fuera de la depresión. Se rellenan por sedimentos lacustres y turba (De Gans, 1988) (Fig. 15.61). Estas morfologías se reconocen en Europa y Asia en áreas que anteriormente fueron regiones periglaciares. Son muy difíciles de distinguir de otras depresiones de termokarst o de algunos *kettles* fluvioglaciares.



**FIGURA 15.60** Lagos orientados de la Llanura Costera Ártica, norte de Alaska (Carson y Hussey, 1962).

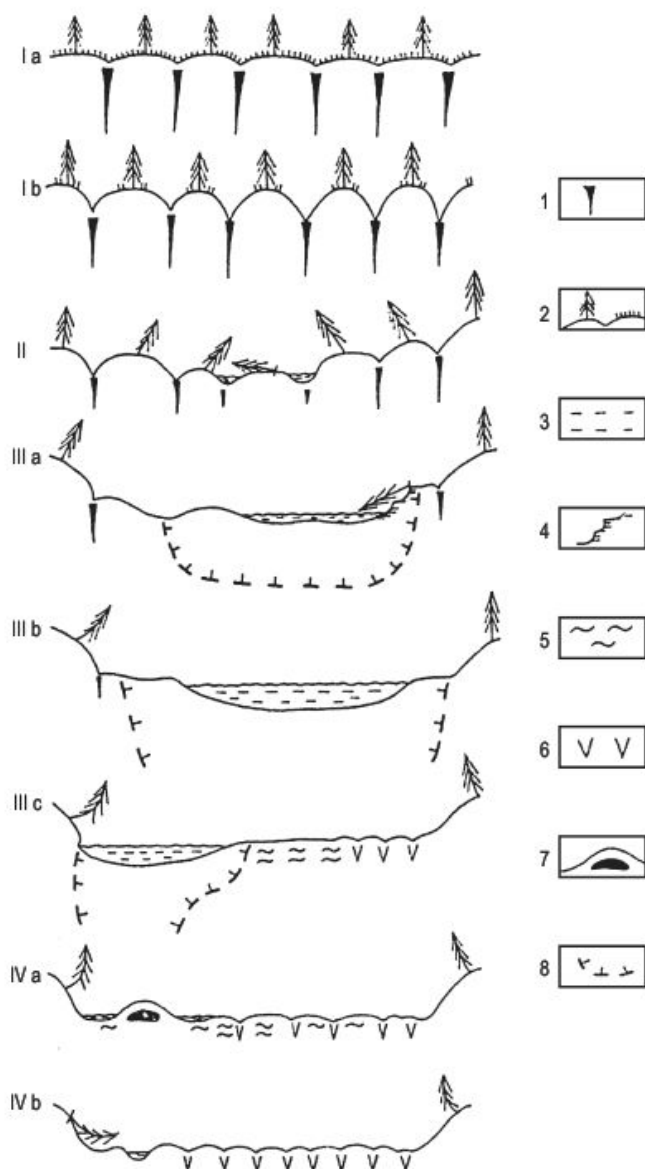




**FIGURA 15.61** Etapas de la desintegración de un pingo en las que se observa el desarrollo de la depresión central y el borde elevado (de Gans, 1988).

Cuando el suelo helado aflora y se funde se generan los **desplomes por deshielo**, que son depresiones arqueadas abiertas ladera abajo, unidas y formando un escarpe festoneado. El permafrost superficial al deshelarse se satura de agua y fluye dejando una cicatriz de arranque de algunos metros de altura. El retroceso de estas grietas es de 7-10 m/año (French y Egginton, 1973), lo que indica que es uno de los procesos erosivos más rápidos de los medios periglaciares. Cuando estos desplomes tienen lugar en zonas de cuñas de hielo se generan grandes humedientos.

Un **alas** es una depresión cerrada con bordes abruptos y un fondo cubierto de hierba y, a veces, agua cuyo nombre deriva de Yakutia central (Siberia) (Soloviev, 1962, 1963 en Jahn, 1975; Czudek y Demek, 1970b; Soloviev, 1973; Yershov, 1998). Su forma es redondeada o elíptica y muchas tienen en su interior un lago somero. Su diámetro varía entre 0,1 y 15 km y su profundidad es de 3-40 m. Se originan por deshielo del permafrost y la coalescencia de varias depresiones puede generar valles de alas de decenas de kilómetros de longitud. A medida que el deshielo progresa aparecen diferentes morfologías (Fig. 15.62). La fusión de las cuñas de hielo da lugar a depresiones lineales separadas por celdillas abombadas llamadas *baydjarakhs*, de 3-4 m de altura y 3-20 m de diámetro (etapa I). La fusión progresiva del hielo produce una depresión cerrada con las lomas cónicas desintegrándose, conocida como *duyoda* (etapa II). La etapa III o de generación de alas se produce cuando se tiene el fondo desprovisto de árboles, cubierto de hierba, los bordes abruptos y posible pre-



**FIGURA 15.62** Principales etapas de desarrollo de alas. Ia, superficie original con cuñas de hielo singenéticas; Ib, etapa inicial de termokarst-baydjarakhs; II, dujoda; IIIa, alas juvenil; IIIb, alas madura; IIIc, alas senil; IVa, khonu con pingo; IVb, khonu con depresión en el lugar del pingo colapsado. 1) Cuñas singenéticas de hielo; 2) pinos y hierba; 3) agua; 4) deslizamientos; 5) depósitos de alas; 6) venas de hielo epigenéticas; 7) pingo; 8) límite superior del permafrost. (Czudek y Demek, 1970b; basado en publicaciones de Soloviev).

sencia de lagos en su interior. Finalmente, si el permafrost se reactiva se pueden generar venas de hielo y pingos en el fondo de la depresión (*khonu*) que pueden posteriormente colapsar (etapa IV). En Yakutia el 40-50% de la superficie original ha sido modificada por alas, que tienen algunas varios miles de años y están en relación con el Óptimo Climático (2500-9000 BP). En la actualidad más del 10% de este territorio presenta un termokarst activo.



## Algunos aspectos sobre Geomorfología aplicada a las regiones periglaciares

### 15.3.1 Introducción

La actividad de los procesos periglaciares se manifiesta tanto en los ambientes alpinos como en las zonas de alta latitud. Ambas áreas son muy frágiles y la actuación del hombre en las mismas puede producir importantes disturbios (Ritter, 1978). Los terrenos de permafrost tienen muchos problemas, no solo para los cartógrafos, sino también ingenieros, constructores, mineros, productores de gas y petróleo, climatólogos, arqueólogos y cualquier persona que está interesada por las regiones polares y alpinas (Heginbottom, 2002). La Ingeniería geocriológica estudia los terrenos helados y su influjo en la vida y actividades humanas (Yershov, 1998).

La mayoría de las áreas montañosas están sufriendo una importante presión debido a las actividades humanas llevadas a cabo en estas últimas décadas. En los países desarrollados el incremento del turismo y de otras prácticas recreativas son las causas fundamentales de esta presión. En los países en vías de desarrollo, la presión sobre las áreas bajas trae consigo un aumento de la utilización del suelo en áreas marginales. También en algunas de estas zonas subdesarrolladas el turismo empieza a ser un problema. Además, en las áreas montañosas, la deforestación y el sobrepastoreo pueden modificar la actividad de los procesos. Todo este conjunto de actuaciones llevadas a cabo por el hombre han incrementado los riesgos naturales, tales como las avalanchas, erosión de suelos, deslizamientos, inundaciones, etc. (Gerrard, 1990).

En las regiones árticas y subárticas los principales problemas existentes, de cara al desarrollo económico de estas áreas, se centran en los procesos de helada de la superficie del terreno, como la crioclastia y levantamiento por helada, y en el deshielo del permafrost. Estas circunstancias han producido la restricción del desarrollo de estas áreas y el hombre ha tenido que responder a estos problemas con numerosas y nuevas soluciones técnicas (Walker, 1986).

La ocupación por el hombre de las altas latitudes es relativamente antigua (Cooke y Doornkamp, 1990; Harris, 1988), tal y como lo atestiguan los grupos de cazadores y tramperos, pero es muy reciente la penetración de grupos con tecnología avanzada con el fin de explotar los recursos animales, vegetales y mineros. Estos proceden básicamente de los países circumpolares del hemisferio norte (Unión Soviética, Estados Unidos, Canadá y países escandinavos). La Unión Soviética es la que tiene una más

larga experiencia, desde la construcción del ferrocarril transiberiano, en el tránsito de los siglos XIX al XX, hasta la edificación e instalación de servicios en ciudades modernas en áreas de permafrost, tal como Norilsk. En América del Norte el desarrollo comienza en relación con la minería de oro en Alaska y Territorio de Yukón, a finales del siglo pasado, aunque se enfatiza después de la Segunda Guerra Mundial con la construcción de aeródromos y rutas de transporte y alcanza su máxima intensidad con el descubrimiento de petróleo en 1968 en la Bahía de Prudhoe, al norte de Alaska (Mackay, 1972).

Las áreas con permafrost presentan pocos problemas ingenieriles si no se producen perturbaciones en el mismo (U.S.G.S., 1983), pero si sufre modificaciones sustanciales se desarrolla rápidamente el termokarst y se necesitan muchos años para que se restablezca una superficie de equilibrio (Harry, 1988). Las causas de estas perturbaciones pueden ser naturales, debidas a cambios de clima atmosférico, que se manifiestan por un aumento de la congelación o del deshielo. Se conoce muy poco en relación con estas causas (Williams y Smith, 1989), aunque se estima que el incremento de la topografía de termokarst en algunas zonas de la Unión Soviética se debe a un calentamiento climático que ha tenido lugar en décadas recientes. Estos efectos de débiles variaciones climáticas pueden tener consecuencias significativas en áreas con temperaturas medias próximas a los 0 °C que, por otra parte, ocupan grandes extensiones. Estas modificaciones producen cambios importantes en los regímenes hidrológicos, sobre todo en la escorrentía. Los cambios de carácter antrópico derivados de la deforestación, realización de obras lineales (carreteras, ferrocarriles, aeródromos, oleoductos), otras construcciones y drenaje de lagos conducen al deshielo. Como consecuencia se genera un suelo inestable susceptible a los movimientos de masa, subsidencia y levantamiento por helada (U.S.G.S., 1983; French, 1996). Todo ello pone de manifiesto la gran sensibilidad que tiene el permafrost ante las actividades humanas.

Con el fin de paliar los problemas derivados de la acción antrópica en estos ambientes periglaciares se hace preciso conocer los procesos relacionados con los suelos estacional o permanentemente helados, evaluar adecuadamente las fuerzas actuantes y entender su relación con las variables ambientales. Este conocimiento procede del estudio de las formas naturales y de la experiencia obtenida en las últimas décadas del comportamiento del suelo con respecto a las actividades



humanas (Harris, 1986). Otra fuente de conocimiento deriva de la congelación artificial del suelo para dotarle de una mayor resistencia (Williams y Smith, 1989). Esta técnica se utiliza en la construcción de galerías mineras y túneles (metro en distintas localidades de Japón y túnel bajo el Sena en París) y proporciona importantes datos sobre el comportamiento del suelo helado. No obstante, algunos de estos procesos relacionados con el hielo-deshielo son muy complejos y no se conocen muy bien, tales como las transferencias de calor y humedad en el suelo helado o las propiedades reológicas de los materiales. Con un entendimiento adecuado es posible llevar a cabo prácticas constructivas en las que se minimicen los efectos inducidos. Actualmente se realizan **Mapas de Sensibilidad y Clasificación del Terreno** a escalas de 1:250.000 y **Mapas de Susceptibilidad a las Modificaciones del Terreno** a escala de 1:50.000, que ayudan a la elección de zonas en las que los disturbios del terreno y la subsidencia termokárstica, inducidos por la acción antrópica, sean menores (French, 1996).

### 15.3.2 Avalanchas de nieve

Los aludes son muy frecuentes en las montañas alpinas (Fig. 15.63) y suponen un importante riesgo en aquellas regiones en las que existe un gran desarrollo de las actividades humanas, que en la actualidad se derivan fundamentalmente del turismo y de prácticas deportivas en los países desarrollados (López-Martínez, 1989; Vilaplana, 1989; Gerrard, 1990; Ríos y Sáez, 2002). En la Columbia Británica, se han registrado 25.000 avalanchas que han afectado a carreteras (McClung, 2003). Las avalanchas de nieve pueden incorporar diferentes tipos de detritos (fragmentos rocosos, tierra, árboles) incrementando su poder destructivo (Keylok, 1997). Pueden desencadenarse por terremotos (Voight y Pariseau, 1978) (Fig. 15.64), truenos,

vibraciones resultantes de actividades humanas, movimiento de animales, estampidos ultrasónicos de reactores, paso de esquiadores, etc.

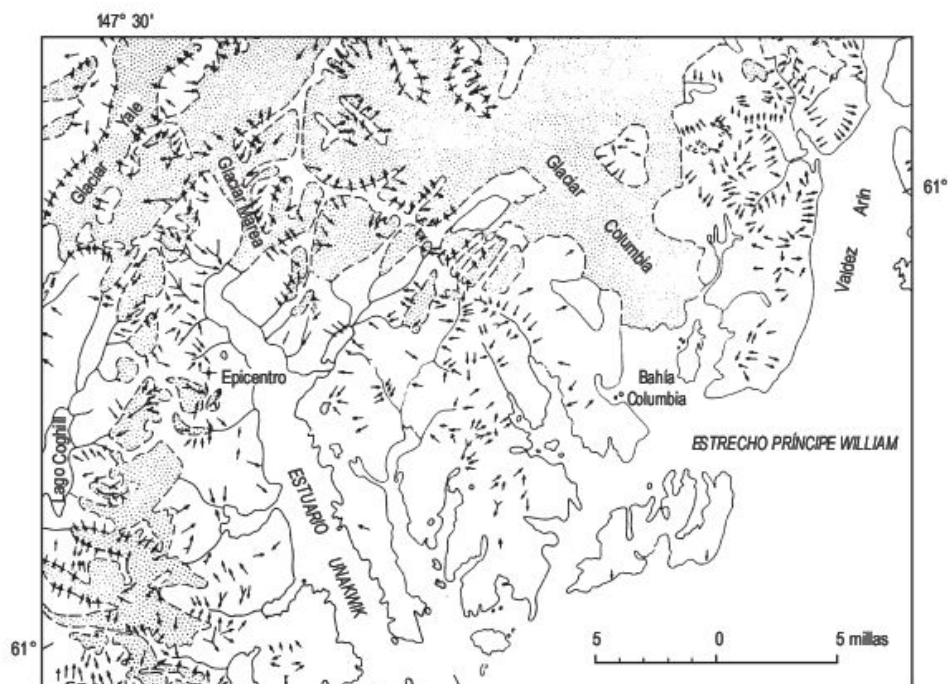
Son muy numerosos los desastres ocasionados por avalanchas con numerosas pérdidas humanas y han afectado a actividades humanas muy diversas (Davis, 1992). Aníbal y su ejército, a primeros de octubre de 218 a.C. y en su paso hacia Roma, al atravesar el Col de la Traversette fueron sorprendidos por un alud que produjo la muerte de 18.000 soldados, 2.000 caballos y varios de sus elefantes. Durante la Primera Guerra Mundial se calcula que murieron en los Alpes del Tirol entre 4.000 y 8.000 soldados no como consecuencia de la guerra sino de las avalanchas. Son muy conocidos los desastres producidos por aludes que sepultaron campamentos mineros en Blons, Alpes austriacos (11-1-1954), con 300 personas enterradas y Camp Leduc, Columbia Británica (18-2-1965), donde murieron 27 mineros. En los Cárpatos, Checoslovaquia (8-3-1956), fuertes vientos desarrollados en Tatra acumularon gran cantidad de nieve que propició una avalancha, cuyo efecto fue la muerte de 16 leñadores (Bolt *et al.*, 1975). En 1978, en el Col de Messer (Suiza), un alud arrolló a 60 esquiadores que esperaban en un remonte. En 1910 en Wellington, Montañas Rocosas, una avalancha arrastró a dos trenes y perecieron 96 personas (Bryant, 1991). En España en el periodo de 1975-1988 se ha producido un total de 45 muertos por avalanchas (López-Martínez, 1989) y 43 muertos en el periodo 1988-1995 (Ríos y Sáez, 2002).

En la actualidad se realizan estudios minuciosos en aquellas zonas en las que los aludes interfieren con las actividades humanas, con el fin de llevar a cabo una valoración del riesgo. Se efectúan mediciones del espesor del manto de nieve, ya que el riesgo de aludes se incrementa con la potencia de la nieve. Además el viento puede redistribuir la nieve acumulándola en zonas de sotavento. Por otra parte, la temperatura ejerce una influencia considerable ya que afecta al metamorfismo de las acumulaciones ni-



**FIGURA 15.63** Avalancha de nieve canalizada y depositada en su parte distal en forma de abanico. Macizo del Viso (Alpes franco-italianos).

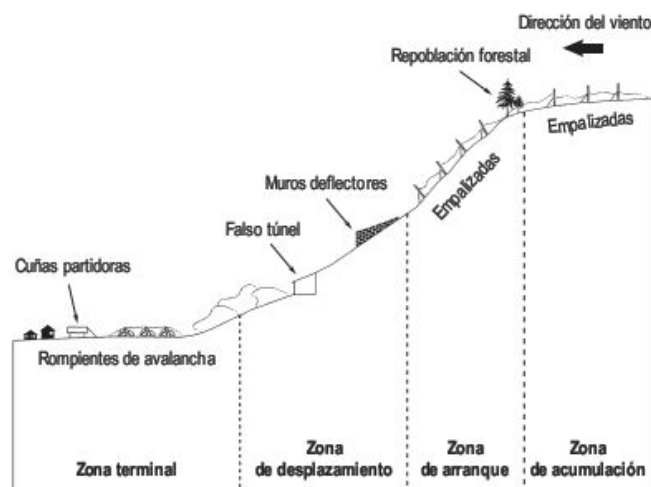




**FIGURA 15.64** Distribución de deslizamientos y avalanchas con indicación de su dirección, desencadenados con posterioridad al terremoto de Alaska que tuvo lugar el 27 de marzo de 1964, con una magnitud de 8,5 en la escala de Richter. El área está próxima al epicentro y de 2.036 deslizamientos y avalanchas producidos, 20 fueron de roca, 58 de nieve y roca y el resto sólo de nieve. Las zonas punteadas corresponden a glaciares (Hackman, 1965; en Voight y Pariseau, 1978).

vales. Igualmente, se estudian los perfiles del manto de nieve con el fin de identificar las discontinuidades existentes, ya que pueden ser planos potenciales de deslizamiento (McClung y Schaerer, 1993; Furdada, 1996). Existen clasificaciones y escalas en las que se señalan las características de la nieve, tales como resistencia a la penetración, forma y tamaño de los cristales, porcentaje de agua, rugosidad de la superficie, etc. (UNESCO, 1981). También es importante llevar a cabo investigaciones sobre las inclinaciones de las laderas (máximo riesgo entre 25° y 50°), forma de las mismas, ya que la convexidad favorece su desarrollo, y orientación con respecto al viento y a la insolación. También es preciso tener un buen conocimiento de la localización y trayectorias de antiguas avalanchas, que se suele llevar a cabo mediante encuestas y estudios históricos. Igualmente se investiga en el cálculo de la periodicidad de los aludes y en las distancias recorridas por los mismos una vez desencadenados. Como es lógico todo este acopio de datos requiere un análisis estadístico. Finalmente, este conjunto de investigaciones aportan datos muy valiosos de cara a una evaluación del riesgo de avalanchas (López-Martínez, 1988; McClung y Schaerer, 1993; Furdada, 1996; Ancy, 1998).

En los últimos años los desastres por aludes han disminuido gracias a la realización de estos estudios y a la aplicación de medidas de control y protección, que mitigan el riesgo (Fig. 15.65). Los métodos pueden ser pasivos y se basan en el establecimiento de deflatores de viento y empalizadas en las zonas de arranque con el fin de impedir la acumulación de nieve en zonas de sotavento. Otra técnica muy utilizada consiste en instalar terrazas y barreras en las laderas (Figs. 15.66 y 15.67) que produzcan una disminución de la velocidad de la avalancha

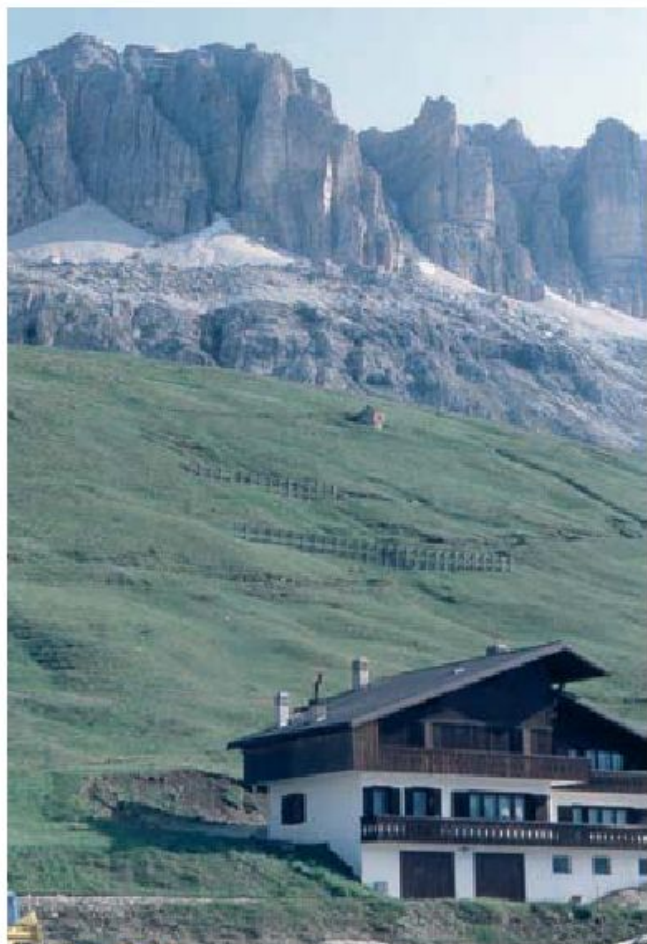


**FIGURA 15.65** Métodos utilizados para reducir la amenaza de avalanchas en zonas de montaña incluyendo repoblación forestal, empalizadas, refugios y muros deflectores (modificado de Smith, 2001).

o una desviación de la misma. También se construyen falsos túneles en carreteras y ferrocarriles en aquellas áreas en las que son frecuentes los aludes. El método activo consiste en el desencadenamiento artificial de la avalancha en momentos adecuados, antes que se origine por causas naturales. El método más utilizado es el de aplicación de explosivos en las zonas de arranque. Esta técnica es muy útil en estaciones de esquí (Bolt *et al.*, 1975; McClung y Schaerer, 1993).

De cara a la planificación se hace precisa la realización de cartografías. Así, los Mapas de Riesgo de Avalanchas





**FIGURA 15.66** Empalizadas en ladera para el frenado de aludes. Passo de Pordoi. Dolomitas.

son útiles para la gestión de alarma y defensa y se efectúan a escalas de 1:25.000 a 1:100.000. Los **Mapas de Zonas de Avalanchas** son fundamentales para la planificación territorial, presentan un mayor detalle que los anteriores y sus escalas fluctúan entre 1:2.000 y 1:5.000 (López-Martínez, 1988). Algunos de estos mapas diferencian las partes de una avalancha (zonas de arranque, recorrido y detención). Los mapas suelen estar coloreados, en los que el rojo señala alto riesgo (no se autorizan las construcciones), el blanco indica carencia de riesgos y el azul presenta un riesgo moderado (puede construirse con algunas restricciones) (Gerrard, 1990).

Furdada (1996) lleva a cabo una Cartografía de Localización Probable de Aludes utilizando un Sistema de Información Geográfica. Las metodologías utilizadas para la obtención de los datos son la fotointerpretación, reconocimiento del terreno y encuestas a la población. Con ello efectúa la representación cartográfica y la estructuración del banco de datos del Sistema de Información Geográfico (S.I.G.) Este trabajo supone una interesante aportación a la gestión de los Riesgos Naturales y su incidencia en la Planificación Territorial. Ghi-



**FIGURA 15.67** Empalizadas y terrazas para protección de aludes. Val d'Isère. Alpes franceses. Foto F. Gutiérrez.

noi y Cheng (2005) describen una metodología para localizar áreas con elevado potencial de inestabilidad nival bajo condiciones meteorológicas determinadas, a escala de un valle alpino.

### 15.3.3 Movimientos de masa

Las laderas de las montañas suelen presentar una marcada inestabilidad que deriva de su gran pendiente, de la presencia de rocas fuertemente diaclasadas y de la existencia de una cobertera de depósitos incoherentes pleistocenos, tales como till glaciar y materiales fluvio-glaciares y solifluidales. Los movimientos de masa se desarrollan cuando se producen fuertes precipitaciones pluviales, deshielos rápidos del manto nival, socavaciones de los ríos, terremotos de alta magnitud, deforestaciones, etc. Estos movimientos de masa son fundamentalmente del tipo de deslizamientos y avalanchas de rocas y detritos y deslizamientos y coladas de barro. Muchas de estas movilizaciones de material al llegar a los lechos fluviales dan lugar al represamiento de la red y a la consiguiente inundación aguas arriba (Jones *et al.*, 1983). La clasificación de los



deslizamientos en las zonas con permafrost, así como los métodos descritos para su localización, desarrollo y medidas de protección, han sido analizados en el capítulo de Laderas y Movimientos de Masa. Los métodos característicos de las áreas con permafrost son los de modificaciones térmicas (Turk, 1996). Estas circunstancias ponen de manifiesto que en las zonas montañosas sometidas a actividades humanas puede existir un elevado riesgo debido a la inestabilidad de las laderas. Como consecuencia, la construcción de vías de comunicación, instalaciones hidroeléctricas, oleoductos y acueductos, etc. presentan dificultades en su realización y conservación (Selby, 1993). Por todo ello se hace necesaria la elaboración de cartografías de riesgos de zonas de montaña de cara a una adecuada planificación del territorio.

En las regiones montañosas, cuando se atraviesan zonas con **canchales** el trazado de las vías de comunicación debe efectuarse, si es posible, por la parte inferior del canchal en la que la pendiente es menor y el riesgo de caída de clastos es más bajo. El desmonte en las partes media y superior puede producir una inestabilidad en la masa de gelifractos como consecuencia de la socavación inducida. En los Andes peruanos existen canchales tan activos que las carreteras necesitan una limpieza diaria de los clastos desprendidos (Gerrard, 1990). Por consiguiente, las vías de comunicación en montaña requieren un mantenimiento regular y una observación continua de las zonas inestables.

Se dispone de una amplia casuística en relación con grandes movimientos de masa en regiones montañosas. Se han producido movilizaciones de material de varios millones de metros cúbicos con velocidades superiores a los 100 km/hora, tales como las **avalanchas de rocas** de 7 km de longitud y 2.000 m de desnivel de Mount Rainier (Washington) y del Glaciar Sherman (Alaska), desencadenada por el terremoto de 1964, que ocupó 8,25 km<sup>2</sup>. En estas avalanchas de rocas las pérdidas materiales fueron escasas o nulas, pero el deslizamiento traslacional de rocas de Mayunmarca, en los Andes centrales de Perú, que se produjo en abril de 1974, ocasionó la muerte de 451 personas de este pueblo. La causa fue la socavación llevada a cabo por el Río Mantaro (Voight y Pariseau, 1978). En otras regiones los movimientos de masa se localizan en áreas concretas y se han producido numerosas veces en tiempos históricos. El pueblo de Inzing y diversas áreas del Voralberg, en los Alpes austriacos (Gerrard, 1990), han sufrido continuas catástrofes a lo largo de los últimos siglos. A pesar de las numerosas medidas de protección, la localidad de Inzing se vio afectada el 26 de julio de 1966 por una **avalancha de detritos** canalizada, que se desplazó a 100 km/hora y causó la muerte de tres personas, quedando sepultados 4 km de carretera y 500 m de ferrocarril. Una gran parte de las labores de protección fueron destruidas.

Los **glaciares rocosos activos** pueden ser un riesgo geomorfológico importante. Los daños que resultan de su actividad se deben al empuje general de la masa movilizada,

a la fusión del hielo infrayacente que produce depresiones de dimensiones métricas o decamétricas, a la eluviación del material fino intersticial que da lugar a subsidencia y a la caída de bloques superficiales como consecuencia de la mayor velocidad de su parte superior, pudiéndose desprender hasta un bloque por minuto (Giardino y Vitek, 1987). A veces, las torres de tendido eléctrico o telefónico y de remotes de esquí se sitúan en glaciares rocosos y pueden sufrir diversos disturbios; como es lógico se deben evitar estos emplazamientos. Cuando el trazado de carreteras, ferrocarriles y oleoductos atraviesan glaciares rocosos se requiere un continuo mantenimiento y en ocasiones una modificación de los trazados. Se conocen muchos ejemplos en el Estado de Colorado. Los túneles experimentan deformaciones y colapsos, como en Mount Mestas (Colorado), debido a las presiones hidrostáticas desarrolladas en el deshielo (Giardino, 1983).

En las regiones de permafrost son muy frecuentes los deslizamientos de la capa activa, que son lógicamente peliculares y generalmente muy rápidos (Harris, 1981). También en los márgenes de los ríos, y como consecuencia de la generación de nichos de termooersión, se producen colapsos y flujos con velocidades de hasta 10 m/seg (Harris, 1988). En las zonas periglaciares pleistocenas de las latitudes medias son relativamente frecuentes los depósitos periglaciares caracterizados por una cohesión y ángulos de resistencia al cizallamiento bajos. La ejecución de cualquier tipo de construcción que afecta a estos materiales presenta numerosos problemas (Derbyshire, 1977).

### 15.3.4 Problemas ingenieriles en las regiones de suelos helados

En estas áreas el hombre altera fácilmente el equilibrio térmico existente en el permafrost, degradándolo o agrandándolo. Las modificaciones debidas a la acción humana son muy variadas. La destrucción de la vegetación puede deberse a talas forestales, incendios y paso de vehículos, o bien ésta se destruye para la creación de nuevos espacios agrícolas. En épocas más recientes, la construcción de edificios, carreteras, ferrocarriles, oleoductos, etc. constituye una de las causas importantes de la vulneración del permafrost. Finalmente, otra de las modificaciones viene dada por los cambios de las condiciones de drenaje al desviar ríos, construir embalses y desecar turberas (Haugen y Brown, 1971). El efecto de todas estas actividades suele ser el de reducción del permafrost y, por lo general, los cambios producidos son irreversibles. El suelo tiene que ajustarse paulatinamente al nuevo régimen térmico impuesto, necesitando en el caso de grandes estructuras varias décadas para alcanzarlo (Cooke y Doornkamp, 1990).

Antes de llevar a cabo cualquier tipo de actividad en estas áreas es preciso realizar un primer reconocimiento



sobre fotografías aéreas para diferenciar y cartografiar los tipos de terreno, así como las comunidades de plantas, que nos indican las condiciones de humedad. Con posterioridad se deben efectuar trabajos de campo en los que se analizan detalladamente la distribución y naturaleza del permafrost y de la capa activa, drenaje, materiales superficiales, temperatura y humedad de la atmósfera y suelo, etc. (Cooke y Doornkamp, 1990).

Con todo este bagaje de conocimientos se pueden afrontar adecuadamente prácticas constructivas. Los métodos que se utilizan para reducir los problemas geotécnicos son de carácter pasivo y activo (Muller, 1945). En substratos sensibles al deshielo se emplean **métodos pasivos** en los que se trata de mantener a los materiales en su estado térmico inicial, evitando el asentamiento y levantamiento. Los **métodos activos** se basan en el reemplazamiento de material susceptible a la acción de la helada por otro resistente a esta actividad. Igualmente también se diseñan estructuras que soporten las fuerzas debidas a las modificaciones de régimen térmico que dan lugar a levantamientos o asentamientos.

### 15.3.4.1 Edificios

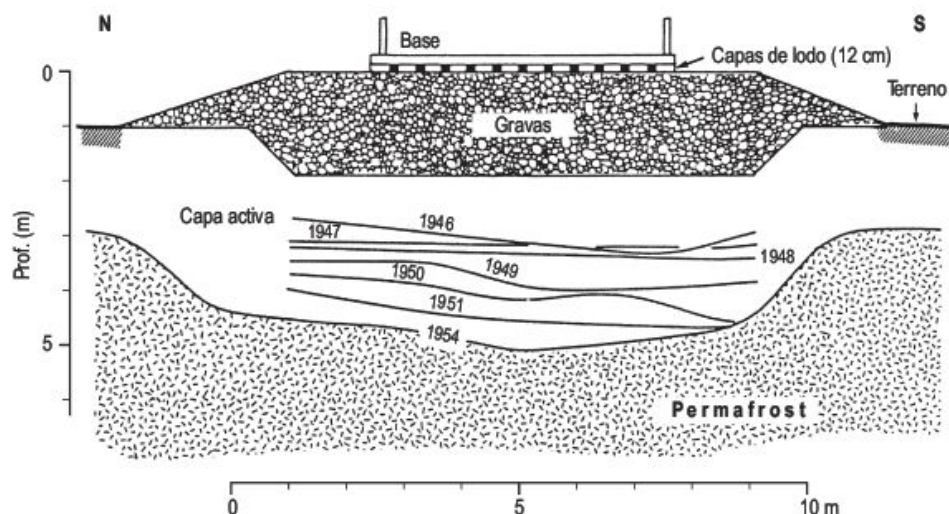
Las primeras construcciones en áreas de permafrost se realizaron sobre basamentos y pilares de madera y no hubo problemas significativos. Con el comienzo de la utilización del hormigón, como soporte de las estructuras, se produjeron importantes asentamientos de las construcciones y grietas en los edificios (Harris, 1986).

Uno de los ejemplos más característicos en relación con la problemática de la construcción en suelos permanentemente helados la constituye el pueblo de Atlatvik, en el delta del río Mackenzie (Cooke y Doornkamp, 1990; French, 1996). Fue creado en 1912 y en el 1950 su población permanente era de 400 personas, que aumentaba en verano hasta 1.500 con la llegada de esquimales e indios. El crecimiento posterior, con prácticas constructivas

poco adecuadas, produjo innumerables problemas. Atlatvik estaba situado sobre depósitos deltaicos de grano fino, ricos en hielo y con mal drenaje. La consecuencia fue la generación de importantes levantamientos y asentamientos del terreno, así como la creación de áreas deprimidas inundables. A causa de esta situación se estimó necesaria la construcción de un nuevo pueblo en una zona con mejores condiciones geotécnicas. Se eligió Inuvik, a 48 km de Atlatvik, y la construcción del mismo empezó en 1955. Hoy residen en este lugar unas 1.500 personas. El área elegida a partir de estudios minuciosos reúne las características más idóneas posibles para el nuevo emplazamiento. Sin duda, esto es un claro ejemplo de la necesidad de conocer adecuadamente el permafrost y las condiciones locales sobre las que se desarrolla.

La capacidad de una superficie para soportar una carga sin deformación varía con el tipo de material y, a su vez, puede fluctuar enormemente en las etapas de helada o de deshielo (Swinzow, 1969). La deformación de las estructuras construidas se produce durante estas etapas, en las que los terrenos infrayacentes y adyacentes modifican su resistencia al ser sometidos a variaciones estacionales de temperatura. Durante la helada el edificio puede levantarse e incluso llega a romperse, a no ser que la estructura soporte estos movimientos. En el deshielo el agua ocupa menos volumen y se produce una pérdida de resistencia que trae consigo el asentamiento del edificio. En suelos arcillosos y limosos que no son permeables y retienen una gran parte del agua de deshielo se puede producir un flujo de sedimentos. Además, como el agua no puede penetrar en el permafrost, los sedimentos finos de la capa activa alcanzan elevados valores de plasticidad, que conducen a asentamientos diferenciales de los edificios. Por el contrario, los depósitos de grano grueso son bastante estables ya que drenan fácilmente. Si además del deshielo estacional del permafrost existe un progresivo calentamiento a lo largo de los años, las deformaciones se incrementan paulatinamente con el aumento de pro-

**FIGURA 15.68** Degradación progresiva del permafrost bajo una capa de gravas del edificio 4 de Alaska Field Station, 4,5 km al noreste de Fairbanks (Alaska). La capa activa tenía 0,9 m de potencia antes de la construcción en 1946, pero aumentó hasta 1,75 m después de eliminar la cobertura de árboles y arbustos. Las líneas indican la superficie del permafrost al final del periodo de deshielo para distintos años (Lobacc y Quinn, 1966).

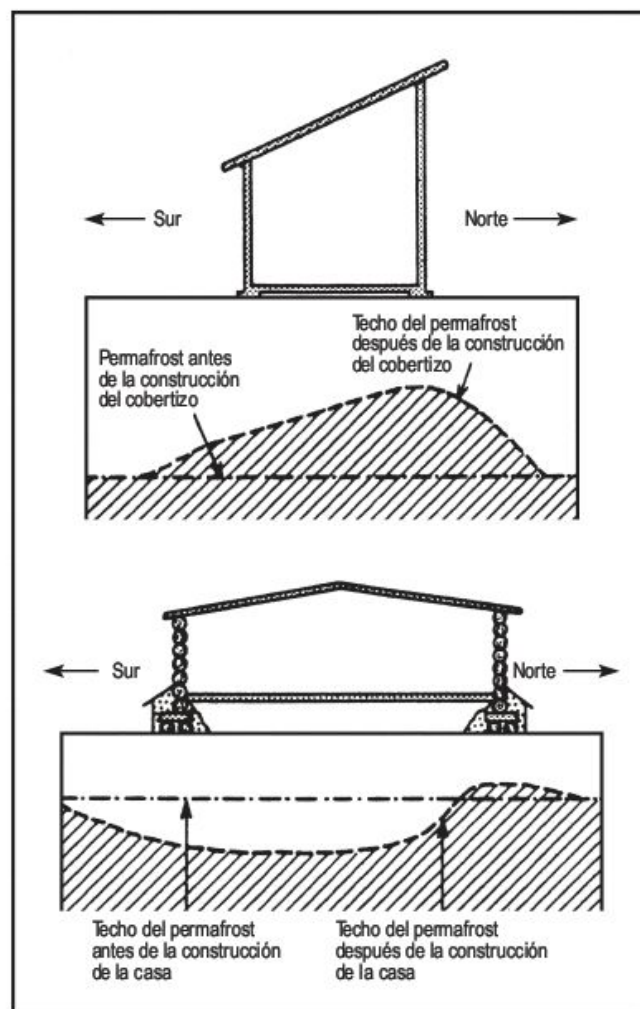




fundidad de la carga activa (Lobacz y Quinn, 1966) (Fig. 15.68). Por otra parte, si el hielo existente está en los poros el sustrato es bastante estable durante la fase de deshielo, pero si existen masas de hielo fuera de los intersticios el terreno es muy sensible al deshielo (Harris, 1986). Por consiguiente, las cimentaciones presentan grandes problemas, que se hacen muy manifiestos en los grandes edificios.

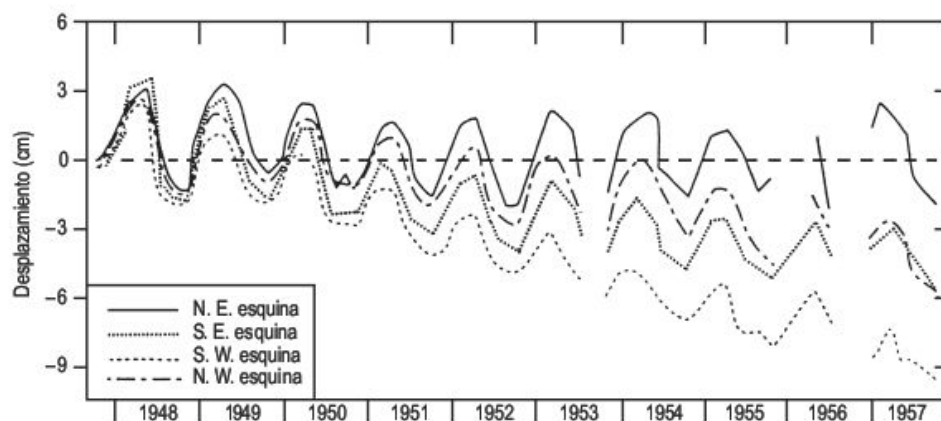
En la construcción en regiones de permafrost hay que tener en cuenta y regular el intercambio de calor entre el terreno, la construcción y el ambiente (Yershov, 1998). Los edificios inhabitados aíslan al suelo de la radiación solar y el techo del permafrost puede elevarse como consecuencia del efecto de sombra producido (Muller, 1945) (Fig. 15.69). Si el edificio irradia calor desde su interior al permafrost se genera un bulbo de deshielo bajo la casa, que es asimétrico debido a las diferencias de calentamiento solar, como consecuencia de las distintas orientaciones del edificio. Estas variaciones traen consigo movimientos verticales diferenciales que quedan reflejados en los asentamientos y levantamientos de las diferentes esquinas de la construcción (Lobacz y Quinn, 1966) (Fig. 15.70). Estos movimientos pueden producir la rotura de las cimentaciones y el agrietamiento de las paredes de los edificios. El asentamiento debido al deshielo es gradual y se detiene cuando se consigue un equilibrio térmico, que puede necesitar varias décadas para alcanzarse. No obstante, se inspeccionaron 1.230 edificios de Yakutsk, Chita, Vorkuta y la República de Bunyat y el 63% presentaban deformaciones (Yershov, 1998).

Las técnicas de construcción son muy variadas y van encaminadas, en áreas de permafrost continuo, a mantener intacta la capa helada. La base de los edificios se construye sobre un conjunto de pilotes de madera, acero u hormigón armado, anclados en el permafrost y que deben sobresalir al menos 60 cm sobre la superficie del terreno (Harris, 1986) (Fig. 15.71). De este modo, el aire puede circular libremente entre el suelo y la base del edificio y, por lo tanto, el calor irradiado por éste puede disiparse, conservando el permafrost en invierno. Durante el verano, el deshielo se minimiza por estar en sombra la super-



**FIGURA 15.69** Alteraciones del permafrost producidas por: (a) un cobertizo inhabitado y (b) por una casa con calor interno (Muller, 1945).

ficie del terreno bajo el edificio. También suele instalarse refrigeración artificial alrededor de los pilotes (crioanclajes). Igualmente, se sitúan en ocasiones tubos de ventilación en la capa superficial de la cimentación para ayudar



**FIGURA 15.70** Levantamientos y asentamientos diferenciales en las cuatro esquinas del edificio 9 de Alaska Field Station, 4,5 km al noreste de Fairbanks (Alaska). Los movimientos representan el levantamiento y deshielo estacional (hasta 5 cm de amplitud) y el progresivo deshielo del permafrost infrayacente a largo plazo (hasta 10 cm en 10 años) (Lobacz y Quinn, 1966).

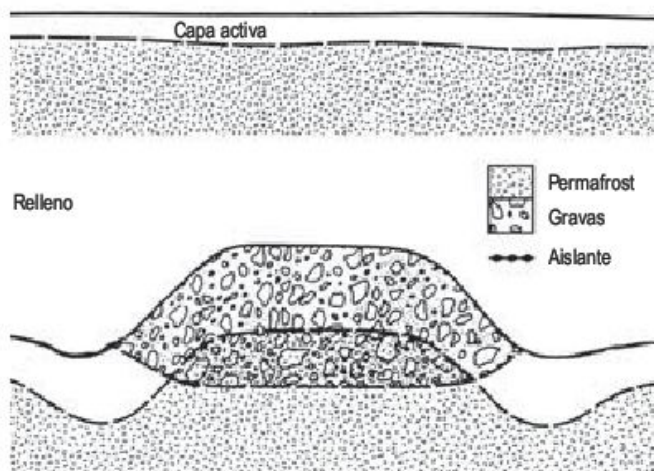




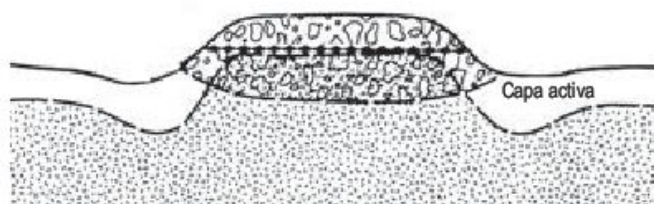
**FIGURA 15.71** Diferentes edificios correspondientes a la Base del Comodoro Marumbio, instalada por Argentina en la Isla de James Ross, al Este de la Península Antártida. Los edificios están contruidos sobre un conjunto de pilares, que permiten una circulación libre del aire y de esta forma se disipa el calor de irradiación generado por el edificio. Foto A. Martín-Serrano.

al enfriamiento del permafrost. Finalmente, los edificios se construyen, cuando es posible, sobre una capa de gravas (Fig. 15.72) que facilita el drenaje y evita el estancamiento del agua y la erosión térmica.

Antes



Relleno y aislante



**FIGURA 15.72** Efectos sobre el techo del permafrost bajo la carretera, como consecuencia de la utilización de rellenos de gravas y rellenos con aislante. Obsérvese la reducción en el volumen de gravas necesarias con la incorporación del aislante (Harris, 1986).

### 15.3.4.2 Obras lineales

Después de la Segunda Guerra Mundial se construyeron numerosas carreteras, ferrocarriles y aeródromos (Fig. 15.73) tanto en Canadá y Alaska como en Siberia y Mongolia. No obstante, a finales del siglo pasado se realizó la gran obra del Ferrocarril Transiberiano para el transporte de maderas hacia el oeste. Tanto los ferrocarriles como las carreteras de utilización continua no suelen construirse en zonas de permafrost continuo, y por lo tanto, se sitúan en áreas de permafrost discontinuo y esporádico. En éstas últimas se localizan los terrenos con temperaturas de alrededor de  $-2^{\circ}\text{C}$ , que son los que sufren los mayores daños (Harris, 1986).

Los problemas que presentan estas construcciones son muy variados y complejos. Van ligados a levantamientos y asentamientos diferenciales en relación con la eliminación de la cobertura vegetal, que trae consigo la modificación del régimen térmico y el desarrollo subsecuente del termokarst. También puede producirse la destrucción de puentes por inundaciones primaverales. Igualmente los movimientos de masa pueden enterrar tramos de carreteras y ferrocarriles. Otro problema está en relación con el agua de deshielo primaveral que al discurrir sobre la superficie de la obra lineal, se congela nuevamente llegando a producir tablas de hielo (*icings*) (Ritter, 1978).

La forma más simple de transporte en el permafrost lo constituyen las carreteras llamadas de invierno (Harris, 1986). Son vías localizadas sobre coberturas de nieve o ríos y lagos helados. Necesitan para su tránsito vehículos especiales. Los ferrocarriles y carreteras de uso continuo requieren técnicas específicas de construcción y son muy costosas. Es conveniente que se sitúen sobre topografías suaves para evitar desmontes y que atraviesen áreas con pocos problemas de drenaje. Por consiguiente, el problema fundamental es el trazado y la necesidad de disponer de gravas machacadas para el relleno. Este consta de una capa





**FIGURA 15.73** Base del Comodoro Marumbio, instalada por Argentina en la Isla de James Ross, al Este de la Península Antártida. La fotografía señala la presencia de un barrizal (mollisuelo) en el aeródromo, que produce importantes problemas para su utilización en verano. Foto A. Martín-Serrano.

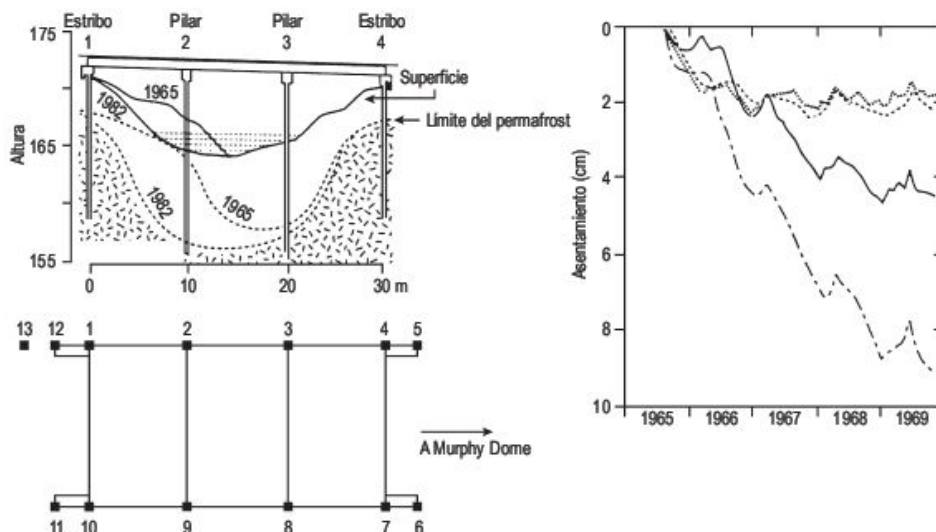
de 0,6-1,5 m de espesor y, como consecuencia, los volúmenes de roca o grava requeridos para su construcción son enormes (Linell y Johnston, 1973). Una vez instalado el relleno, que soporta las cargas del transporte y las vibraciones, el permafrost penetra bajo el mismo (Fig. 15.74). Por otra parte, se necesita un espesor de relleno menor si se utilizan aislantes, tal como placas de polistireno.

En áreas de permafrost, la forma más usual de cruzar los grandes ríos es la utilización de transbordadores. No obstante, en ocasiones se hace necesario la construcción de puentes. Bajo el curso fluvial hay por lo general un talik, pero si tiene lugar una deriva lateral del río el talik se modifica y puede producirse subsidencia en los pilares del puente (Fig. 15.74). Si la deriva es muy importante, puede dar lugar a una agradación del permafrost que trae consigo un levantamiento (French, 1996). Por eso, el problema más importante en muchos casos es de la estabilización del curso del río.

Una de las construcciones más importantes es la denominada Carretera de Alaska que unía Canadá y Alaska, cuyos 2.451 km terminaron de construirse en 1943, con numerosos problemas ingenieriles (Freedman, 1999) (Fig. 15.75).

#### 15.3.4.3 Oleoductos y gaseoductos

Son relativamente numerosos tanto en Siberia como en Canadá y Alaska. De todos ellos el más conocido es el Oleoducto Transalaskiano (Fig. 15.76), que se construyó después del descubrimiento en 1968 de un importante yacimiento petrolífero (Meelen, 1999). Parte de la Bahía de Prudhoe en la costa ártica y termina en Valdez en el Golfo de Alaska, después de recorrer 1.286 km. El crudo se transporta posteriormente en barco a las refinerías de la costa occidental de los Estados Unidos y a Japón. Se construyó entre 1969 y 1977 y su coste se multiplicó por ocho veces con respecto al presupuesto inicial, alcanzando finalmente la cifra de



**FIGURA 15.74** Sección transversal del puente Goldstream Creek y desplazamiento con el tiempo de algunos pilares (Crory, 1985; en Harris, 1986).





**FIGURA 15.75** Cruce de la Carretera de Alaska con el Oleoducto Transalaskiano. Richardson Highway (Alaska). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 15.76** Oleoducto transalaskiano. Chugach Mountains (Alaska). Foto F. Gutiérrez.

7.700 millones de dólares. El 70% del mismo fue construido sobre zonas de permafrost (Harris, 1986).

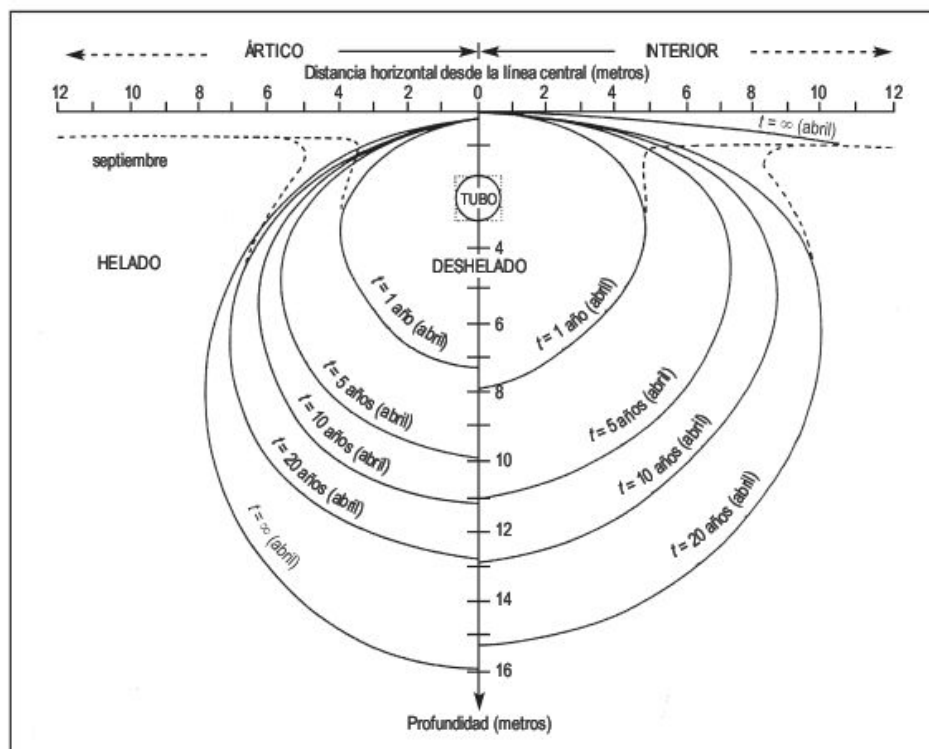
Los problemas a resolver fueron muy numerosos y complejos. Uno de los más importantes estaba en relación con la temperatura del crudo, ya que éste penetra en el conducto a 58°C. Un oleoducto bajo la superficie, transportando fluidos calientes, produce el deshielo del permafrost infrayacente. Sin medidas de protección el deshielo se extiende con el tiempo alrededor del tubo (Lachenbruch, 1970) (Fig. 15.77). La velocidad expansiva disminuye, pero nunca se alcanza un estado de equilibrio. Como consecuencia, el suelo pierde gran parte de su resistencia y es incapaz de sostener el tubo, produciéndose asentamientos en la superficie del terreno. Además, los levantamientos y hundimientos diferenciales son muy frecuentes y de diferente magnitud, ya que el oleoducto pasa por zonas con distintos tipos de materiales. Al atravesar

cuñas de hielo la fusión es más rápida, así como los efectos derivados de la misma. A toda esta problemática hay que añadir la producida por la destrucción de la cobertura vegetal durante la construcción (Ritter, 1978).

Debido a estos problemas el oleoducto, en zonas de permafrost, se construyó en algunos lugares suspendido sobre una estructura con pilares enterrados de 8 a 20 m de profundidad (Harris, 1986). En algunos tramos estos pilares van provistos de un sistema de refrigeración para evitar la fusión del permafrost (Fig. 15.77). El tubo se enterró en áreas sin permafrost o carentes de problemas (zonas de arenas y gravas con buen drenaje).

Problemas similares se encuentran en la construcción de los gaseoductos. Estos suelen enterrarse, si es posible, para reducir el riesgo de explosiones y disminuir el intervalo de temperaturas para las que el acero es más resistente a las presiones del gas (Harris, 1986).





**FIGURA 15.77** Crecimiento teórico de un cilindro de deshielo alrededor de un tubo calentado situado en un suelo limoso. El tubo tiene 1,21 m de diámetro y está situado a 2,42 m de profundidad y mantiene una temperatura de 80 °C. Las curvas de la izquierda se aplican a condiciones similares a la costa ártica de Alaska, mientras que las de la derecha a situaciones próximas al límite meridional del permafrost (Lachenbruch, 1970).

#### 15.3.4.4 Minería

En las regiones árticas son abundantes los recursos minerales y para su explotación se han tenido que modificar las clásicas prácticas mineras. Los problemas existentes están en relación con el estado de congelación de las rocas y minerales y con el contenido en hielo del mineral. Además el transporte del mismo solo puede efectuarse durante la estación de deshielo (Harris, 1986). La minería subterránea genera subsistencia, seguida en muchos casos de procesos de termokarst, que transforman sustancialmente la topografía (Yershov, 1998).

Para la explotación de los **placeres** es necesario el deshielo previo de los depósitos detríticos para proceder con posterioridad a su tratamiento mecánico. La fusión del hielo contenido se lleva a cabo por chorros de agua a presión, aunque antiguamente se utilizaba agua caliente, pero el método resultaba costoso y poco eficaz. Estas prácticas tienen un elevado costo de explotación y por eso sólo se trabajan placeres de oro, platino, casiterita y wolframita. En Alaska se explotan sobre todo los sandur existentes al pie de las montañas, elaborados por las aguas de deshielo procedentes de los glaciares pleistocenos (French *et al.*, 1983).

En las **explotaciones a cielo abierto** los macizos rocosos que contienen masas de mineral presentan un contenido en hielo mucho menor que en los placeres. El problema más importante es el de la estabilidad de los frentes de avance, en los que se produce el deshielo debilitando su resistencia (Harris, 1986). Las labores se llevan a cabo mediante mallas de perforación y explosivos para arrancar el mineral y la roca acompañante. La realización

de sondeos presenta problemas al utilizar agua en la perforación que llega a congelarse. Por eso suelen realizarse en ocasiones sondeos secos. El deshielo continuo en estas cortas hace necesario la eliminación del agua superficial para facilitar el trabajo. Por otro lado, estas explotaciones, sin duda costosas, están muy sujetas a las variaciones del precio del mineral.

La presencia del permafrost afecta a la resistencia y estabilidad de la roca caja y de la masa mineral y, por consiguiente, atañe a las labores de la **minería subterránea**. En la entrada de las galerías existe un riesgo importante de caída de material, como consecuencia del deshielo del permafrost (Linell y Lobacz, 1978). La mayoría de las minas en áreas de permafrost están ventiladas por aire a 5-10 °C, lo que produce el deshielo del techo y las paredes, afectando a su estabilidad. El agua de fusión produce un flujo incesante de agua que hay que achicar continuamente por bombeo (Harris, 1986). En ocasiones el agua puede penetrar súbitamente en las galerías produciendo la inundación de las mismas y, a veces, puede ocasionar importantes tragedias.

#### 15.3.4.5 Otras actividades

El **agua** es fundamental para el mantenimiento de los emplazamientos existentes en áreas de permafrost y es necesario calentar los conductos a 6°-8° en invierno para que no se congele (Yershov, 1998). Es preciso disponer de agua potable de buena calidad y también de agua para usos industriales, por lo general procedente del tratamiento de



aguas residuales (Harris, 1986). Es difícil en estas regiones obtener agua perenne a bajo costo. El agua subterránea puede encontrarse por debajo del permafrost, en el interior en taliks o por encima del mismo (French, 1996). El agua obtenida debe perdurar todo el año y para ello se retiene en un embalse profundo para evitar la potente capa de hielo que se forma en invierno.

Otro de los problemas que se encuentran en estas regiones son los relativos a la eliminación de **aguas residuales** y **residuos sólidos**. Estos pueden transmitir enfermedades o producir daños al ambiente. Para suprimirlos se utilizan métodos físico-químicos, biológicos, trituración e incineración, etc. (Harris, 1986).

En algunas zonas de permafrost continuo y discontinuo, como en Yakutia (Siberia), existe una extensa e importante **agricultura** cerealística. Aquí, el deshielo, mo-

tivado en parte por las prácticas agrícolas, da lugar al termokarst (Czudek y Demek, 1970b) y es frecuente que los tractores u otro tipo de maquinaria queden anclados en hoyos de deshielo. En cualquier caso, la topografía generada de alas hace difícil los trabajos agrícolas.

En estas últimas décadas se ha introducido el cultivo de hortalizas en estos emplazamientos, con el fin de autoabastecerse. Se lleva a cabo en el interior de edificios para soportar el rigor de la helada. Los sustratos suelen ser de arena y grava para disponer de un buen drenaje y el riego se efectúa por goteo (Harris, 1986). Son frecuentes los problemas derivados del deshielo.

En regiones de permafrost alpino, el límite inferior del permafrost está generalmente por debajo de la línea de crecimiento de los árboles. Por lo tanto, la explotación maderera puede desencadenar el termokarst.



# 16

## Geomorfología de las zonas áridas I

### CONTENIDO

- 16.1.** Introducción
- 16.2.** La superficie de los desiertos: pavimentos, suelos ordenados, barnices y costras
- 16.3.** Barniz desértico
- 16.4.** Costras
- 16.5.** La acción del agua en las zonas áridas



# 16.1

## Introducción

Las regiones áridas son áreas de escasa precipitación y como consecuencia la cobertura vegetal es reducida o inexistente (Fig. 16.1). Presentan una variable distribución, ya que se localizan en áreas de bajas y altas latitudes, en el interior de los continentes, en las orlas litorales y también se ubican en zonas de elevada altura. Los desiertos fríos situados en latitudes medias presentan una problemática específica, diferente a la de los desiertos de las zonas cálidas, ya que están afectados por la actividad de los procesos periglaciares.

La exploración de muchas de las regiones áridas está en relación con la colonización por los europeos de estas áreas, en las que buscan fundamentalmente nuevos recursos naturales. Las épocas de esta exploración son muy variables y se circunscriben básicamente a los tiempos modernos y contemporáneos. Los primeros documentos que se conocen son de carácter general y en ellos se enfatiza en aspectos geográficos y naturalistas. A finales del siglo pasado se realizan los primeros trabajos geomorfológicos de gran rigor científico, como los llevados a cabo por Gilbert, Powell y Dutton en su estudio de los desiertos del suroeste de los Estados Unidos. No obstante, y a pesar de estos precedentes, los estudios han sido generalmente de carácter descriptivo con la utilización de términos locales, que ha producido un cierto confusiónismo entre los geomorfólogos. En las últimas décadas con el advenimiento de la Geomorfología Dinámica, en la que se analizan los procesos mediante la aplicación de técnicas físicas y químicas para explicar las formas existentes, se ha producido un considerable avance en el conocimiento y evolución del modelo de las zonas áridas.

Las características geológicas, climáticas y de vegetación de los ambientes desérticos cálidos son muy variables. Estos se asientan sobre formaciones geológicas de diferente composición y edad, con una plena estabilidad cortical o, por el contrario, con una marcada actividad neotectónica. Los climas de los desiertos son muy variables y se caracterizan generalmente por una escasa precipitación y elevadas temperaturas con una gran amplitud diaria. La vegetación es escasa o no existe y las actividades metabólicas llevadas a cabo por las plantas se adaptan al amplio intervalo de temperaturas existentes. El agua la obtienen fundamentalmente a través de las raíces, que en ocasiones penetran hasta 20 m de profundidad (Nicholson, 1993).

Por otra parte, los medios desérticos son zonas poco favorables para el hombre por sus climas extremos y por la escasez o ausencia de agua y alimentos. La actuación del hombre en estas áreas es muy diferente, ya que hay zonas carentes de población y otras, por el contrario, están densamente habitadas. Es importante señalar que el 15% de la población mundial vive en estas regiones (Heathcote, 1983). Además, el crecimiento de la población es muy grande en muchas de estas zonas, con incrementos del 50% o más en los últimos cincuenta años. Se estima que la población superará 1.200 millones de personas en el año 2000. Por consiguiente, la utilización por el hombre de los escasos recursos hídricos y vegetales conduce a la generación de numerosos problemas ambientales de difícil y costosa resolución (Cooke *et al.*, 1982; Goudie, 1990a).

Las regiones áridas han sido definidas de diferentes formas en función del propósito requerido. A su vez, se han utilizado distintos criterios para su diferenciación, siendo los



**FIGURA 16.1** Región de acusada aridez desprovista prácticamente de vegetación. Desierto del Sinaí (Egipto). Foto J. Rosell.



más comunes los basados en la vegetación, sistemas de drenaje, degradación del suelo y erosión hídrica y eólica. No obstante, el criterio más utilizado es de la disponibilidad de agua en el ecosistema, ya que afecta a la flora y fauna y a la dinámica de los procesos geomórficos. La disponibilidad viene reflejada por su balance hídrico y en los desiertos cálidos la pérdida de humedad por evaporación y transpiración (ET), junto con la pérdida de drenaje superficial y subterráneo (D), es mayor que la precipitación (P). Este grado de diferencia se obtiene mediante índices de aridez, basados en relaciones entre la precipitación y la temperatura (Besler, 1992). La aridez varía enormemente para precipitaciones similares. Por ejemplo, con una precipitación media anual de 400-500 mm se encuentran el Sahel, las Grandes Llanuras del Oeste de Estados Unidos y las áreas más secas de Europa Central; sin embargo, la vegetación existente en estas regiones varía desde la esteparia a la de bosque denso (Nicholson, 1993). Thornthwaite (1948) establece su índice de humedad (Ih); en él se tiene en cuenta la evaporación y transpiración. Meigs, (1953) lleva a cabo la división de los medios áridos, basada en este índice, y diferencia tres tipos de climas áridos: hiperárido ( $I_h < -56$ ), árido ( $-56 \leq I_h < -40$ ), semiárido ( $-40 \leq I_h < -20$ ), estando el clima subhúmedo con valores comprendidos entre -20 y 0. La UNESCO (1979) publicó su distribución de las zonas áridas del mundo a partir de datos de 1.600 estaciones meteorológicas. Este trabajo ha sido modificado recientemente por el Atlas Mundial de Desertificación (UNEP, 1992; Middleton y Thomas, 1997), elaborado dentro del Programa de Medio Ambiente de las Naciones Unidas. Ambos están basados en el grado de aridez bioclimática, que se define por la relación entre precipitación y evapotranspiración potencial. Se distinguen cuatro tipos de aridez: hiperárida ( $P/ET < 0,05$ ), árida ( $0,05 \leq P/ET < 0,20$ ), semiárida ( $0,20 \leq P/ET < 0,50$ ) y, finalmente, subhúmeda seca entre ( $0,50 \leq P/ET < 0,65$ ). Grove (1977) efectúa una dife-

renciación simple teniendo en cuenta exclusivamente la precipitación y distingue las zonas semiáridas (200-500 mm), áridas (25-200 mm) e hiperáridas, en las que no existe un régimen estacional de precipitaciones y en el registro se reconocen doce meses sin lluvias.

La superficie ocupada por todas las zonas áridas del mundo varía en función de la clasificación climática utilizada. Según el Atlas Mundial de Desertificación (1992) y Middleton y Thomas (1997) el 37,3% del globo terráqueo está ocupado por las zonas áridas, correspondiendo el 17,7% a las regiones semiáridas, el 12,1% a las áreas áridas y el 7,5% para las zonas hiperáridas (Fig. 16.2 y Tabla 16.1). Existen problemas de delimitación entre estas regiones, debido a la gran variabilidad interanual de la precipitación y a que el tránsito entre una y otra es paulatino. Como los límites se definen en función de la vegetación puede hacerse difícil el establecimiento de límites precisos, ya que la precipitación, que afecta directamente al desarrollo de la cobertura vegetal, es variable y, por otra parte, la acción antrópica la modifica considerablemente en algunas regiones (Thomas, 1989a).

La mayor extensión de las zonas áridas se encuentra en una amplia franja desarrollada en el norte de África y Asia (Fig. 16.2) y comprende los desiertos del Sahara, Arabia, Pakistán, India y Asia Central. En África del Sur se localizan el desierto litoral de Namib-Angola y los de Kalahari y Karroo. El continente australiano, que carece de zonas hiperáridas, está ocupado en un 75% de su superficie por desiertos. En el oeste de Estados Unidos y en Méjico se encuentra otro núcleo importante de aridez. Finalmente, al oeste de Suramérica se sitúan el desierto costero de Perú-Chile y las regiones áridas andinas y de Patagonia.

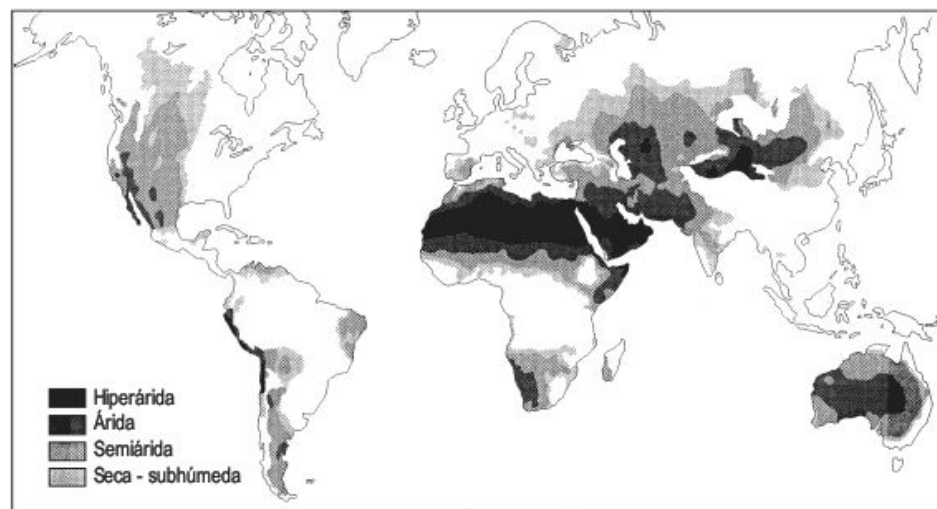
### 16.1.1 Causas de la aridez

La aridez está controlada por un conjunto de factores climáticos, orográficos y oceanográficos. En algunas zonas el

**TABLA 16.1** Zonas de aridez por regiones en millones de Has. (U.N.E.P., 1992).

Región								
Zona	África	Asia	Australasia	Europa	Norteamérica	Suramérica	Total	%
Fría	0,0	1.082,5	0,0	27,9	616,9	37,7	1.765,0	13,6
Húmeda	1.007,6	1.224,3	218,9	622,9	838,5	1.188,1	5.100,4	39,2
Subhúmeda seca	268,7	352,7	51,3	183,5	231,5	207,0	1.294,7	9,9
Semiárida	513,8	693,4	309,0	105,2	419,4	264,5	2.305,3	17,7
Árida	503,5	625,7	303,0	11,0	81,5	44,5	1.569,2	12,1
Hiperárida	672,0	277,3	0,0	0,0	3,1	25,7	978,1	7,5
<b>TOTAL</b>	<b>2.965,6</b>	<b>4.256,0</b>	<b>882,2</b>	<b>950,5</b>	<b>2.190,9</b>	<b>1.767,5</b>	<b>13.012,7</b>	
% por continente	56,9	37,5	69,4	12,2	23,9	18,9		
% del total global	34,8	32,9	12,6	2,4	10,4	6,9		





**FIGURA 16.2** Distribución de las zonas áridas en el mundo (UNEP, 1992).

origen de la escasa disponibilidad hídrica se debe básicamente a una causa concreta, mientras que en otras la aridez resulta de la superposición de varios factores (Dresch, 1982; Thomas, 1989, 1997; Cooke *et al.*, 1993; Nicholson, 1993).

El **factor zonal** está en relación con la situación de los desiertos tropicales y subtropicales en la trayectoria de células anticiclónicas. Ocasionalmente pueden penetrar en ellas sistemas de borrascas, aunque la precipitación es escasa. Se caracterizan por extensas zonas de gran aridez, rodeadas por pequeñas franjas semiáridas. El ejemplo más representativo es el desierto del Sahara.

La **continentalidad** hace referencia a la distancia a la que se encuentran del océano estos desiertos. En latitudes templadas, los frentes productores de lluvia van perdiendo paulatinamente su humedad a lo largo de su recorrido hacia el interior de los continentes. En estas regiones son frecuentes los inviernos fríos. En ellas las zonas más áridas ocupan poca superficie y están orladas por áreas semiáridas de gran extensión.

Los desiertos de latitudes medias de Asia Central responden a estas características.

El **efecto orográfico** se manifiesta por la presencia de zonas de sombra de lluvia situadas a sotavento de cadenas montañosas, en regiones con vientos dominantes, como son los vientos del Oeste o los alisios. Las masas de aire al descender por la vertiente de la cordillera se calientan y secan adiabáticamente. Este efecto orográfico puede enfatizarse por la situación zonal y la continentalidad. Las cordilleras que surcan la parte occidental del continente americano ejercen este efecto de barrera de lluvias.

Los desiertos costeros de Perú-Chile (Fig. 16.3) y Namib-Angola deben su situación a la existencia de **corrientes oceánicas frías**, que corresponden a las corrientes de Humboldt y de Benguela, respectivamente. La evaporación de la superficie del mar es pequeña y las precipitaciones, fundamentalmente por nieblas y rocío, son bajas o casi inexistentes. Las masas de aire condensan vapor de agua sobre la corriente fría formando nieblas y brumas costeras,



**FIGURA 16.3** Terrazas marinas escalonadas hasta 300 m sobre el nivel del mar en el Desierto de Perú-Chile, que es el más árido del mundo. San Juan de Marcona (Sur del Perú). Foto C. Zazo



que se calientan al llegar a la costa, alejándose del punto de saturación.

También hay que considerar el **efecto de albedo** o reflectividad de las superficies de los desiertos. En los desiertos cálidos el calentamiento genera corrientes convectivas. Sólo en desiertos de tonos blancos la reflexión puede favorecer pérdidas térmicas diurnas. Por el contrario, en ambientes de desiertos rocosos la absorción del calor puede ser máxima, sobre todo si existe una cubierta de barnices desérticos.

### 16.1.2 Rasgos climáticos de los desiertos

Existen diferencias muy marcadas entre los desiertos fríos y cálidos. Según Meigs (1953) el límite entre ambos viene dado por la temperatura media del mes más frío, que cuando es menor de 0 °C corresponde con los **desiertos fríos**. Estos están situados fundamentalmente en las latitudes medias. La característica más significativa de estos desiertos es la gran oscilación térmica anual que presentan. Así, en el Desierto de Karakun, Asia occidental, se han registrado temperaturas de la superficie del suelo que oscilan entre 79,4 °C y -40 °C (Nicholson, 1993). La precipitación está influenciada por la topografía y en las zonas elevadas es frecuente la caída de nieve. La evaporación es baja en los meses fríos y suelen producirse fuertes vientos durante los mismos.

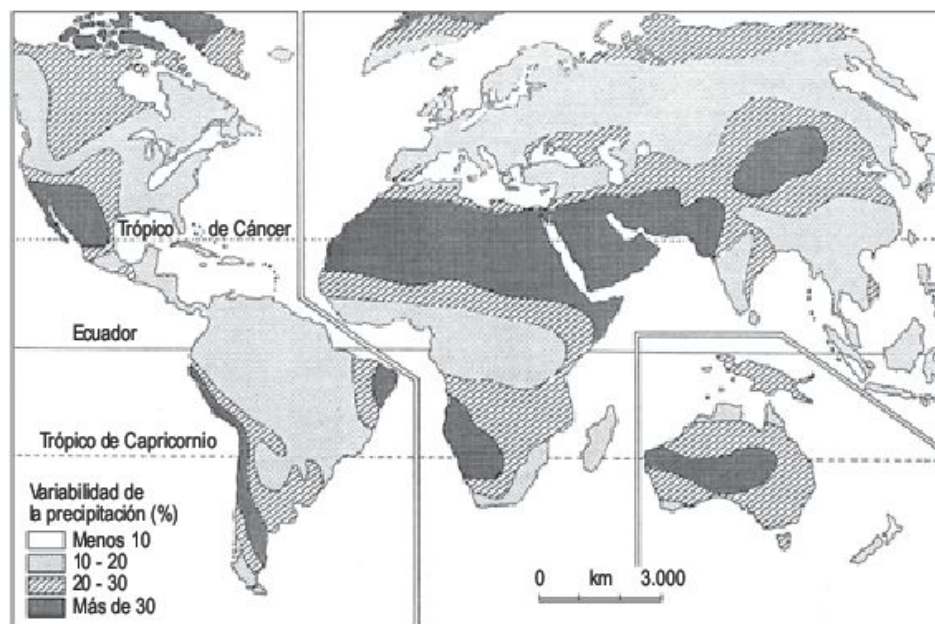
Los **desiertos cálidos** se localizan en las zonas tropicales y subtropicales. En ellos las temperaturas son altas, las precipitaciones muy variables, la evaporación elevada y la acción del viento puede ser muy importante.

Debido a su posición latitudinal y al dominio anticlinal experimentan una gran insolación y las **temperatu-**

**ras** del aire pueden alcanzar en algunos desiertos (Sahara, Valle de la Muerte) valores de hasta 58 °C (Nicholson, 1993). Como los cielos por la noche permanecen despejados las temperaturas disminuyen considerablemente por irradiación y las oscilaciones térmicas diurnas suelen ser de unos 22 °C en desiertos de interior en latitudes altas, aunque se han registrado valores de 56 °C en Tucson (Arizona) (Goudie y Wilkinson, 1977). Las oscilaciones anuales son elevadas y con el aumento de la latitud se incrementan los contrastes estacionales. La temperatura de la superficie terrestre es mayor, habiéndose medido 83,5 °C en arenas de Port-Sudan, en el Mar Rojo.

En los desiertos litorales las temperaturas son menos contrastadas con bajos intervalos diarios y estacionales, a diferencia de los desiertos de tierra adentro en los que las oscilaciones son muy marcadas. En los desiertos litorales afectados por corrientes oceánicas frías las variaciones diarias son de 11 °C, la mitad de las que experimentan los desiertos interiores, y las oscilaciones anuales de unos 18 °C (Goudie y Wilkinson, 1977).

Las **precipitaciones** son extremas, con periodos secos interrumpidos por lluvias de tipo convectivo. A esta gran variabilidad temporal se une la irregularidad espacial. Estas variaciones aumentan con el descenso de la precipitación anual. La variabilidad puede valorarse mediante un índice, expresado en porcentaje, que resulta de la relación entre la desviación de la media y el valor promedio de las precipitaciones anuales. Los grandes desiertos (Fig. 16.4) presentan valores superiores al 30%, que corresponden a las zonas áridas e hiperáridas (Goudie y Wilkinson, 1977). Esta variabilidad espacial y temporal se debe a que las lluvias dominantes son de carácter tormentoso y constituyen una parte importante de la precipitación total anual. Es relativamente frecuente, en la mayoría de los desiertos, que algunas lluvias de tormenta superen en 24 horas la preci-



**FIGURA 16.4** Variabilidad global de la precipitación (Goudie y Wilkinson, 1977).



pitación media anual para un periodo de registro de 30 años. Estos eventos pueden alcanzar valores extraordinarios, como una tormenta en 1925 que descargó 1.524 mm en Lima (Desierto de Perú), cuando en este área la precipitación media anual es de 46 mm (Nicholson, 1993). En los Desiertos de Atacama, Namib y Sahara pueden transcurrir periodos de 10-14 años sin que se registren precipitaciones. En algunos lugares se construyen casas con bloques de sal (Fig. 16.5), como en el altiplano árido o puna de Bolivia, aunque no sea una zona hiperárida.

En los desiertos litorales, por su proximidad al mar, el aire es relativamente húmedo y las precipitaciones suelen ser inferiores a 50 mm. Las nieblas son muy frecuentes y persisten durante más de medio año. Penetran decenas de kilómetros tierra adentro, proporcionando humedad para el desarrollo de la vegetación. La descarga de las nieblas constituye una parte importante del total de la precipitación (Demangeot, 1981).

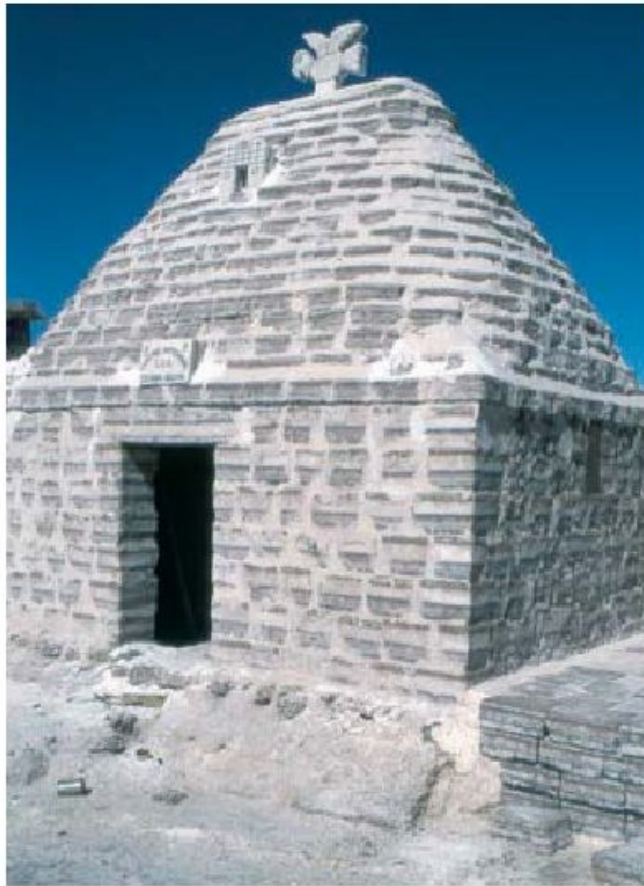
Los **vientos** cálidos existentes en las regiones desérticas producen la desecación de muchas áreas. Estos vientos soplan durante el día y por la noche se calman. Soplan desde el desierto a las zonas marginales más húmedas y suelen ser polvorientos. Reciben numerosos nombres locales (*alisio*, *irifi*, *siroco*, *harmattan*, etc.) (Goudie y Wil-

kinson, 1977). Puntualmente se desarrollan los tornados, que son masas de aire caliente, turbillonares y cargadas de partículas. Se elevan decenas o cientos de metros de altura y su duración suele ser de unos minutos. Mucho más importantes son las tormentas de polvo (*haboob*), que son muros de aire cargados de partículas, que en su desplazamiento producen efectos catastróficos en la vida animal y en las actividades humanas (Pewé, 1981).

### 16.1.3 Diferenciación geomorfológica de las áreas desérticas

Los criterios geomórficos que podemos utilizar para establecer clasificaciones de los medios áridos son muy diversos. La aplicación de pautas tales como procesos dominantes y tipo de morfoestructuras generalizadas en los ambientes desérticos permite efectuar diferenciaciones simples, que ilustran globalmente sobre los grandes rasgos geomorfológicos de estas zonas morfoclimáticas.

En los desiertos se pueden reconocer dos grandes dominios en función de los procesos principales actuantes (Cooke *et al.*, 1993). El **dominio eólico** en el que reinan las actividades erosivas y de sedimentación del viento. La erosión puede dar lugar a extensas agrupaciones de yardangs, como las de los Desiertos de Libia y Arabia, en los que los afloramientos rocosos se presentan claramente alineados por la acción abrasiva del viento. La actividad erosiva también se manifiesta en los campos de cubetas de deflación que salpican algunas áreas desérticas (Desierto de Kalahari). La acumulación de partículas transportadas por el viento da origen a extensos mares de arena, que cubren aproximadamente la cuarta parte de los desiertos. Una porción significativa de estos mares de arena se encuentra en la actualidad estabilizada por vegetación (Sahara meridional) e indican unas circunstancias de mayor aridez en periodos pretéritos. El **dominio fluvial** resulta de la actividad erosiva y acumulativa de las aguas de escorrentía, que es más evidente en las zonas semiáridas. La acción fluvial queda limitada a los valles, donde se produce la erosión y sedimentación de parte de su carga, o bien a los sistemas de abanicos aluviales, donde se distribuyen las aguas y carga sólida al pie de zonas montañosas, con una disminución general del tamaño de las partículas hacia sus áreas distales. Ambos dominios pueden superponerse, ya que la actividad de los procesos eólicos y fluviales coexiste muchas veces en la misma zona. Por eso, podemos encontrar en el registro sedimentario intercalaciones de secuencias eólicas y fluviales (Fig. 16.6). Por otra parte, los cambios climáticos que han tenido lugar durante el Cuaternario han producido modificaciones importantes en la aridez de numerosas áreas. Como consecuencia, la actividad e intensidad de los procesos eólicos y fluviales se ha visto modificada considerablemente. En algunas regiones, como en el Sahel, la disminución de la aridez enfatizó la actividad fluvial y pa-



**FIGURA 16.5** Casa construida con sillares de sal. Salar de Uyuni (Bolivia). Foto C. Maldonado.





**FIGURA 16.6** Depósitos eólicos fosilizados por materiales detríticos del Pleistoceno inferior (?). Escorihuela (provincia de Teruel), al norte de la Semifosa de Teruel. Cordillera Ibérica Centroriental.

ralizó la acción eólica, estabilizando y destruyendo parcialmente los sistemas de dunas por erosión hídrica.

La aplicación del criterio morfoestructural, basado en el tipo de morfologías dominantes y en la estructura geológica, junto con el grado de estabilidad tectónica, permite distinguir entre **desiertos de escudos y plataformas** y **desiertos de montañas y depresiones** (Mabbutt, 1977). Los primeros comprenden los desiertos de África, Arabia, India y Australia. Están formados fundamentalmente por áreas cratonizadas constituidas básicamente por rocas precámbricas y zonas de plataforma de edad posterior. Su principal característica es la planitud del relieve, interrumpida por macizos volcánicos de origen reciente, como las montañas del Hoggar y del Tibesti en el Sahara central, y por grandes fracturas tales como las relativas al sistema de *rift-valleys* de África oriental (Fig. 16.7). Estos grandes aplanamientos son superficies de erosión de diversas edades (Fig. 16.8) o llanuras aluviales de extensas cuencas endorreicas, como las del Lago Chad (Sur del Sahara); también

están asociados con paisajes modelados por el viento, que incluyen regs, campos de yardangs y ergs. Estos rasgos del relieve comunes a estos desiertos obedecen en gran parte a la larga estabilidad cortical reconocida en estas regiones.

Los **desiertos de montañas y depresiones** están constituidos por largas alineaciones montañosas separadas por áreas deprimidas. Este relieve se configuró durante la orogénia alpina y como consecuencia del contraste topográfico las zonas elevadas han sufrido una constante denudación y los materiales resultantes se han alojado en las depresiones, bajo la forma de abanicos aluviales coalescentes. En las áreas distales de los abanicos se recogen las aguas de escorrentía en depresiones cerradas, que forman lagos temporales (Fig. 16.9) donde se produce una sedimentación evaporítica (*playa-lake*). El contacto entre montañas y depresiones con frecuencia suele ser un frente tectónico activo, en el que se levantan las zonas elevadas y subsecuentemente se hunden las deprimidas. Por consiguiente, estas últimas son áreas de intensa subsi-



**FIGURA 16.7** Escarpe de falla en el sector central del *rift-valley* del Mar Muerto. Israel.





**FIGURA 16.8** Superficies de erosión y, en primer término, pavimento desértico. Rann (Gran Desierto de la India o del Thar).



**FIGURA 16.9** Salar de Uyuni (Bolivia). Altiplano de Bolivia. Foto C. Maldonado.

dencia donde se han apilado importantes potencias de sedimentos durante el Terciario y Cuaternario. Por otra parte, en las depresiones se reconoce una actividad eólica de escasa importancia. Los desiertos del oeste de los Estados Unidos y los situados en la Precordillera y Cordille-

ra central de los Andes presentan estas características. Igualmente, los desiertos existentes en Asia Central tienen rasgos similares, aunque se desarrollan a una mayor altura, por lo que los contrastes climáticos son más marcados.

## 16.2

### La superficie de los desiertos: pavimentos, suelos ordenados, barnices y costras

Los materiales de la superficie de las zonas áridas y los existentes a poca profundidad están sometidos a numerosos procesos que actúan conjuntamente o por separado, depen-

diendo de la litología, clima, situación geomórfica, etc. El resultado de esta actividad trae consigo la generación de pavimentos desérticos, suelos ordenados, barnices y costras.



## 16.2.1 Características generales de los pavimentos desérticos

Están formados por fragmentos rocosos, angulosos o redondeados, englobados en una matriz de material más fino de tamaño arena, limo y arcilla (Mabbutt, 1965a, 1977). Se desarrollan no solo en superficies de bajo relieve, como abanicos aluviales, terrazas y pedimentos o glacis, sino también sobre laderas. Pueden encontrarse en otros medios morfoclimáticos, aunque es en las zonas áridas donde alcanzan su mayor expresión, llegando a ocupar importantes extensiones.

Localmente reciben numerosos nombres: **gibber** en Australia, **saï** en Asia Central y **hamada**, **reg** y **serir** en el Sahara, Oriente Medio e India. Las hamadas son relieves estructurales tabulares o superficies de pedimentación o glaciplanación de pendiente casi nula. Su superficie puede

estar desprovista de fragmentos, en cuyo caso se denomina **hamada rocosa**, o bien puede estar recubierta por bloques angulosos (**hamada de bloques**) (Fig. 16.10) que no han sufrido ningún transporte. En ocasiones, los bloques de la hamada han sufrido una intensa meteorización en la que una continua descamación ha redondeado los fragmentos (Evenari *et al.*, 1971). Sin embargo, el reg o serir se desarrolla sobre superficies aluviales de escasa o nula inclinación y en ellos los cantos son redondeados, como consecuencia del transporte experimentado (Fig. 16.11). En la actualidad muchos de los reg o serir aparecen como superficies relictas y alejadas o colgadas de la red de drenaje actual.

Un pavimento bien desarrollado constituye una superficie estable, pero cuando se altera por acción antrópica (por ejemplo, tráfico de vehículos todo terreno en el suroeste de Estados Unidos y Arabia Saudita; Webb y Wilshire, 1983) pueden desencadenarse erosiones hídrica y eólica que lo



**FIGURA 16.10** Hamada constituida por bloques angulosos residuales. En el centro se observa una pequeña depresión cerrada (denominada *daya* en el Sahara) rellena de material fino de coloración mucho más clara. Este depósito puede que se produzca inicialmente por un aporte eólico y, con posterioridad, ha sido movilizado por escorrentía superficial. Rann, Desierto del Thar (India).



**FIGURA 16.11** Típico reg de cantos redondeados desarrollado sobre una llanura aluvial. Bhojka, Desierto del Thar (India).



modifican substancialmente. Igualmente, las famosas pistas de Nazca (Fig. 16.12), al sur de Perú, que datan de hace unos 20.000 años, son pavimentos desérticos parcialmente movilizados durante su construcción. Por otra parte, en algunos lugares los cantos constituyentes del pavimento pueden ser artefactos prehistóricos y, otras veces, las piedras están pintadas o labradas (petroglifos) (Brakenridge y Shuster, 1986), circunstancias que pueden proporcionar datos sobre la edad relativa de estos pavimentos desérticos.

## 16.2.2 Procesos que intervienen en su formación

Los pavimentos desérticos pueden originarse por uno o varios procesos, lo que indica un problema de equifinalidad o de convergencia de formas. Fundamentalmente, estos procesos pueden ser de carácter extrínseco, como los producidos por acciones hídricas y eólicas, y de tipo intrínseco, en los que el interior del suelo se ve modificado por procesos de diferenciación.

El proceso más universalmente aplicado para la génesis de los pavimentos es el de la **deflación**, en el que las partículas finas son exportadas por el viento, quedando el material grueso como un residuo, que llega a constituir el pavimento. Evidentemente, la exportación es pequeña y, por consiguiente, el rebajamiento superficial es escaso. Esto suele ser debido a que la deflación disminuye con el incremento de la rugosidad de la superficie y se calcula que para un 50% de cobertera de cantos la exportación se hace inefectiva (Sharon, 1962). No obstante, en ocasiones se desarrolla una biocostra pelicular, en los espacios ocupados por el material fino, que impide la deflación y estabiliza el pavimento al quedar «sellada» su superficie (Campbell *et al.*, 1989).

Para algunos autores (Sharon, 1962) la **erosión hídrica** es más eficaz en la generación de los pavimentos, tal

como lo demuestra con el estudio de parcelas experimentales, con pendientes de 5%, en las que el rebajamiento fue de 5-50 cm. para un periodo de cinco años. La exportación del material fino se lleva a cabo por *splash* y escorrentía superficial, aunque el flujo del agua se ve dificultado por la presencia de los cantos. En el caso de la existencia de biocostras, el *splash* se reduce considerablemente y la capacidad de infiltración disminuye manifiestamente (Poesen, 1986), limitándose en ocasiones a la penetración del agua por las grietas que suelen desarrollarse.

Otro proceso que también puede dar origen a pavimentos, aunque menos importante que los dos anteriores, resulta del **ascenso de cantos** desde el interior del suelo que se concentran en la superficie (Cooke, 1970a; Mabbutt, 1965a, 1977). Este fenómeno de clasificación del suelo puede producirse por empuje por helada en los desiertos fríos. En los desiertos cálidos se hace precisa la existencia de arcillas expansivas que sufren hinchamientos con el aumento de humedad y dan lugar a levantamientos del terreno. Durante las etapas secas los suelos se contraen y agrietan. Por consiguiente, la generación de los pavimentos, bajo estas circunstancias, se ve favorecida por el aumento de ciclos de humedecimiento y secado.

Para el desarrollo de las hamadas de bloques se ha aducido para su generación la acción de procesos de **meteorización superficial**, fundamentalmente mecánicos, que rompen la roca y producen un pavimento residual de bloques angulosos. También, se cree que la **meteorización subsuperficial** (Mabbutt, 1977) puede jugar un cierto papel en el desarrollo de los pavimentos. Este autor indica que el mayor contenido en humedad por debajo de la superficie, sobre todo en presencia de cloruros y sulfatos, trae consigo una meteorización más eficaz y, por lo tanto, las partículas gruesas se desintegran paulatinamente. Por el contrario, en la superficie la disponibilidad hídrica es mucho menor y los cantos del pavimento apenas se meteorizan. El resultado final es que el pavimento perdura.



**FIGURA 16.12** Pistas de Nazca construidas sobre un pavimento desértico. Desierto meridional del Perú. Foto C. Zazo.



### 16.2.3 Desarrollo

Del análisis de los procesos generadores de los pavimentos parece deducirse que la génesis por erosión hídrica o eólica es rápida, a diferencia de los pavimentos producidos por movimientos en el interior del suelo. La erosión subaérea produce en la superficie un descenso y nivelación después de una larga y continua actividad (Mabbutt, 1977). Además, a medida que se desarrolla el pavimento la disponibilidad de material fino disminuye. El pavimento está sometido a una evolución lenta, de miles de años, en la que los cantos se meteorizan y se exportan parcialmente los materiales generados (Cooke, 1970a). Esta lentitud en su desarrollo se constata en el estudio de un conjunto de terrazas en la región del Mar Muerto (Amit y Gerson, 1986). En ellas el porcentaje de cobertera de cantos aumenta con la antigüedad de la terraza. Por el contrario, los pavimentos más antiguos del Valle de la Muerte (Hunt y Mabey, 1966) se caracterizan por tener mayor porcentaje de partículas finas y más compactas que los pavimentos más recientes. En este caso, la evolución es inversa al ejemplo anterior, quizás debido a una más intensa meteorización superficial.

Por otra parte, conviene indicar que los pavimentos en su evolución pueden incrementar su contenido en sales, movilizadas por capilaridad y que quedan atrapadas entre los cantos. Igualmente, pueden sufrir un continuo aporte de material eólico. En cualquier caso, una vez formado el pavimento es relativamente estable, ya que la deflación se reduce con el aumento de la cobertera de cantos y ésta tiende a incrementarse por erosión hídrica. Estas circunstancias ponen de manifiesto que el pavimento es una morfología bastante estable, en la que actúan procesos erosivos y deposicionales pero con muy escasa intensidad, pudiendo incluso contrabalancearse. Todo ello indica que los pavimentos son resistentes a la erosión, ya que protegen al material infrayacente de las erosiones hídrica y eólica.

### 16.2.4 Suelos ordenados

Ya hemos indicado en la sección relativa a las zonas morfoclimáticas periglaciares que los suelos ordenados (círculos, polígonos, redes, escalones y suelos estriados) alcanzan un gran desarrollo tanto en las áreas de las altas latitudes como en las montañas alpinas (Washburn, 1956). Los mecanismos invocados para su generación son muy numerosos y complejos, prácticamente todos ellos están en relación con procesos de hielo-deshielo.

Sin embargo, estas morfologías sobre todo en áreas de escasa pendiente, pueden también desarrollarse en las zonas áridas (Washburn, 1979; Cooke y Warren, 1973), aunque en los desiertos cálidos los procesos generadores son muy distintos a los de las zonas periglaciares (Fig. 16.13). Tenemos, una vez más, una situación de convergencia de formas. Estas morfologías áridas están relacionadas fundamentalmente con variaciones en el contenido en humedad de los suelos y, en los ambientes de precipitación salina, se encuentran en relación con periódicas inundaciones y desecaciones. Las microformas generadas pueden ser efímeras, ya que en ocasiones se originan y desaparecen entre una y otra precipitación pluvial.

### 16.2.5 Grietas de desecación

Al secarse los sedimentos de grano fino humedecidos llegan a alcanzar el límite de contracción, produciéndose la rotura superficial de los mismos. Este agrietamiento al agruparse puede formar sistemas poligonales (Fig. 16.14). La forma que adquieren estos polígonos depende de las características físicas, químicas y mineralógicas del material y también de las circunstancias ambientales, expresadas por su temperatura y porcentaje de humedad. En planta, las grietas pueden ser rectas o curvadas y la longitud, anchura, profundidad y número de las mismas, así como la for-



**FIGURA 16.13** Pavimento desértico en el que los cantos recubiertos por barniz aparecen ordenados y clasificados, dispuestos en formas circulares. Desierto del Negev (Israel).





**FIGURA 16.14** Desarrollo de polígonos en el borde de una sebkha parcialmente inundada. Sabkhet Bou Jmel. Región de Zarzis (Sur de Túnez).

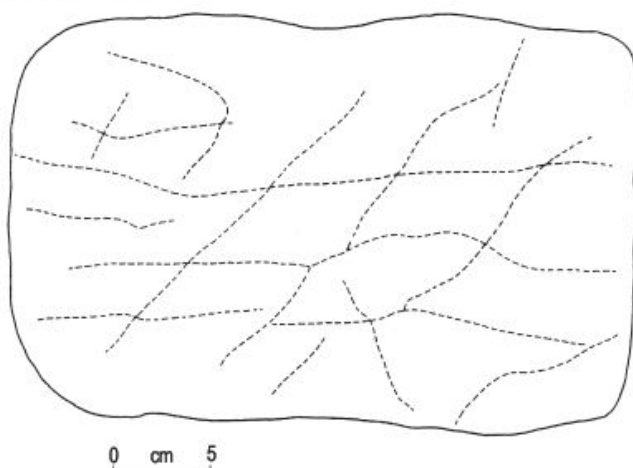
ma de agruparse es muy variable (Chico, 1963). El perfil de las celdillas poligonales puede ser plano, cóncavo, convexo o irregular.

La mayor parte de los estudios en relación con la morfología y génesis de las grietas se deben a experimentos realizados a partir de ciclos de hielo-deshielo (Lachenbruch, 1962; Corte e Higashi, 1964; Maizels, 1987), y existen pocos estudios en relación con las características y origen de las grietas desarrolladas en las llanuras arcillosas y salinas de los ambientes de playa. No obstante, estas grietas producidas en ambientes periglaciares son similares a las originadas en los medios áridos, ya que los coeficientes de contracción y expansión del hielo y la sal son muy parecidos. Estos experimentos revelan, entre otras conclusiones, que en las arcillas se producen 40-50 veces más grietas que en arenas y gravas (Fig. 16.15). Igualmente, las grietas disminuyen de longitud con el tiempo, debido a que se originan otras nuevas que intersectan con las anteriores. Además el espaciado entre las grietas aumenta con la velocidad de desecación, contenido de arcillas y porcentaje de arcillas expansivas.

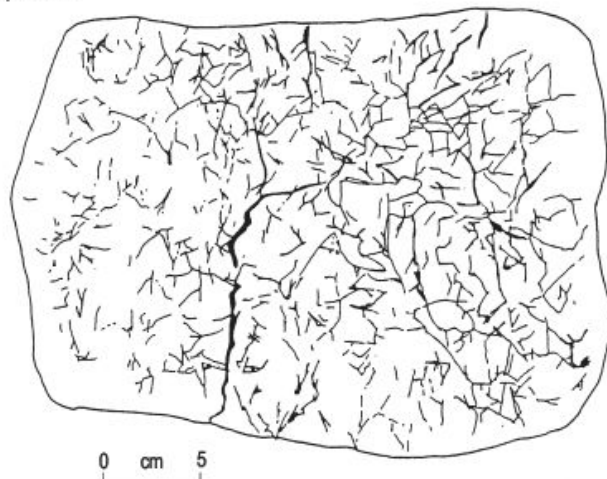
Los cantos existentes en el interior o en su superficie se comportan como puntos de partida de grietas. Por otra parte, la forma del perfil de las celdillas poligonales también proporciona datos sobre el origen de estas morfologías. Así, las superficies cóncavas indican un secado rápido del material superior, llegando a producirse en la lámina superficial **bucles de lodo** o **mud curl** (Fig. 16.16). Las que presentan una morfología convexa señalan la presencia de sal en la matriz (Fig. 16.17) y, por último, si la forma es plana pone de manifiesto un secado lento y ausencia de sal.

Por otra parte, Lachenbruch (1962) diferencia entre **sistemas ortogonales**, en los que las grietas intersectan en ángulo recto, y **sistemas no ortogonales** en los que el ángulo de intersección oscila en torno a los  $120^\circ$  (Fig. 16.18). Los sistemas ortogonales son típicos de medios no homo-

(a) Arenas y Gravas



(b) Arcillas



**FIGURA 16.15** Sistema de grietas producidas experimentalmente después de 12 ciclos de hielo-deshielo. (a) Arenas y gravas. (b) Arcillas (Maizels, 1981).

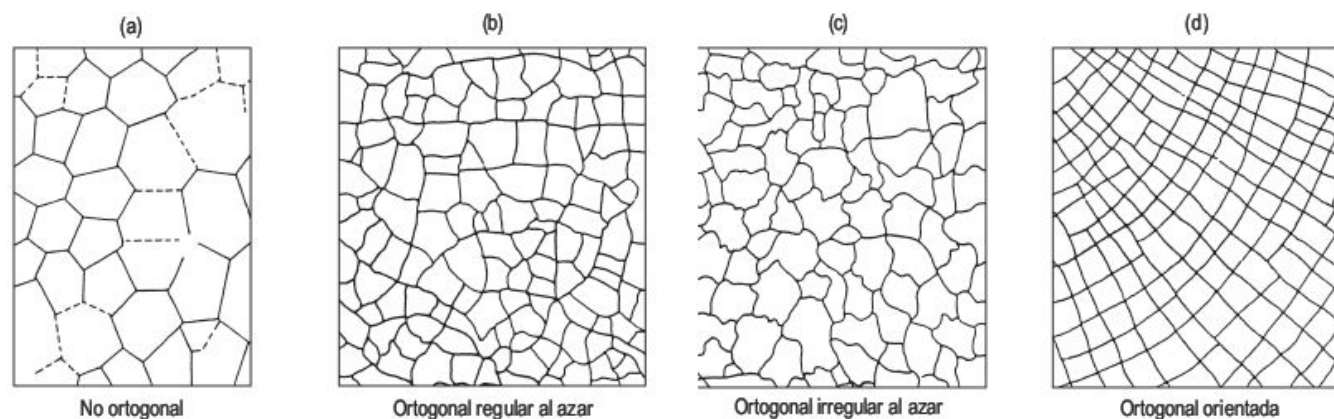




**FIGURA 16.16** Bucles de lodo (*mud curl*) desarrollados sobre una fina película arcillosa. Jaisalmer, desierto del Thar (India).



**FIGURA 16.17** Sistema no ortogonal de polígonos convexos con huellas de gotas de lluvia. Depresión cerrada de La Playa (Bujalaroz, provincia de Zaragoza). Depresión del Ebro.



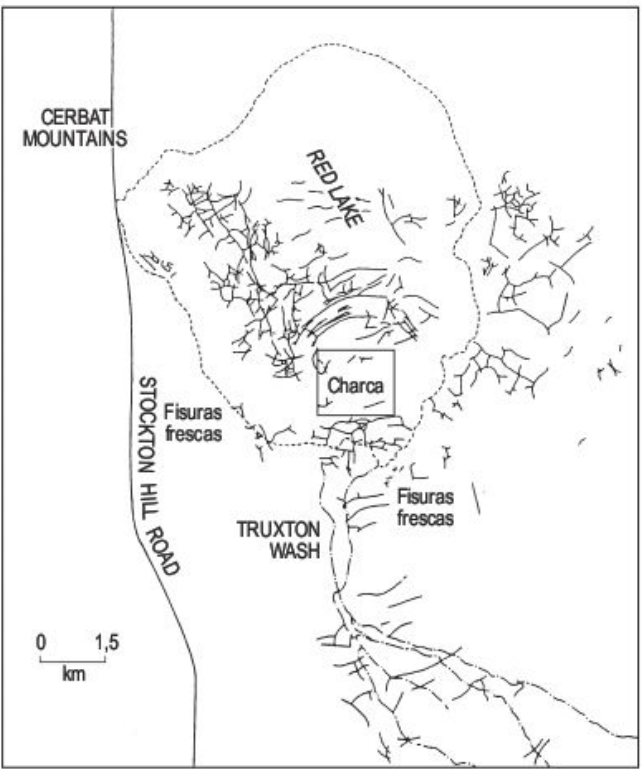
**FIGURA 16.18** Sistemas más frecuentes de grietas de desecación (según Lachenbruch, 1962 y Neal, 1965).



géneos, en los que las grietas pueden presentar orientaciones preferentes. Por el contrario, los sistemas no ortogonales se forman en materiales muy homogéneos que se secan uniformemente y las grietas se generan casi instantáneamente.

Todas estas grietas se forman en los desiertos cálidos en topografías planas, que corresponden en la mayoría de los casos a depresiones lacustres. También en estos medios, aunque localmente, pueden desarrollarse **fisuras gigantes de desecación** (Fig. 16.19) con longitudes kilométricas y anchuras y profundidades superiores a un metro. Su origen es muy complejo y se aducen numerosas causas para su formación. Entre otras, agrietamiento generado por subsidencia debido a la extracción de aguas subterráneas, fisuración por hidrocompactación, contracción por desecación, actividad sísmica, etc. Todos estos procesos pueden actuar aislada o conjuntamente.

En los medios de playa se desarrollan con gran profusión sistemas poligonales no ortogonales en las arcillas salinas, que constituyen las llanuras de fangos de los márgenes de la sedimentación evaporítica (Fig. 16.14). También se reconoce esta poligonación en depósitos de yeso (Tucker, 1978), que en ocasiones presentan bordes cabalgantes (Fig. 16.20). En el Valle de la Muerte (California) se desarrollan polígonos clasificados en materiales yesíferos (Hunt y Washburn, 1966) (Fig. 16.21), en los que el agrietamiento se genera por procesos de contracción de las sales, como consecuencia de secado o enfriamiento, y la expansión se debe a hidratación o calentamiento. Estos procesos, junto con la movilización de las sales por capilaridad, parecen ser las causas fundamentales de esta ordenación y clasificación de estos suelos yesíferos. Igualmente, son muy frecuentes los polígonos desarrollados sobre superficies de sal, tanto en sebkhas litorales como interiores (Fig. 16.22). Estos polígonos pueden sufrir una evolución muy compleja.



**FIGURA 16.19** Cartografía obtenida por fotografía aérea de fisuras gigantes de desecación, con indicación de las más recientes. Región de Red Lake (Arizona). (Lister y Secrest, 1985).

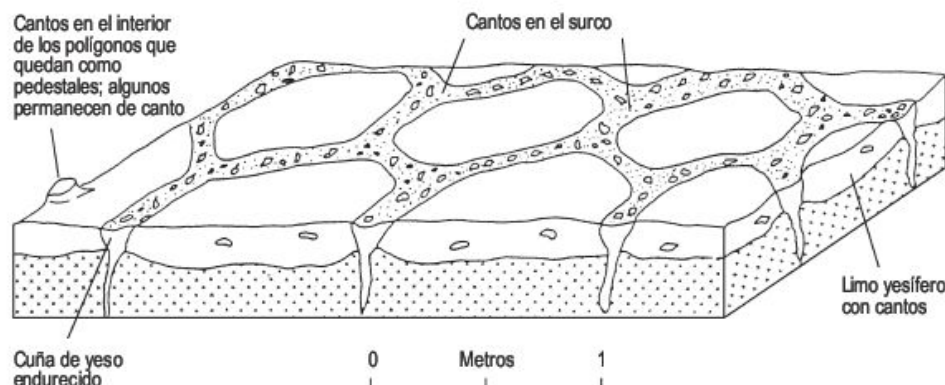
### 16.2.6 Gilgai

Es un término vernáculo australiano, que significa charca, y se ha introducido profusamente en la literatura científica. Se utiliza para montículos muy pequeños desarrollados en suelos arcillosos y en pavimentos desérticos (Hallsworth

**FIGURA 16.20** Polígonos de yeso con bordes cabalgantes. Sebkha Matti (Unión de Emiratos Arabes).







**FIGURA 16.21** Polígonos de piedra clasificados desarrollados en materiales yesíferos. Valle de la Muerte (California) (Hunt y Washburn, 1966).



**FIGURA 16.22** Polígonos con bordes cabalgantes desarrollados en una superficie salina. Sebkha el Melah. Zarzis (Sur de Túnez).

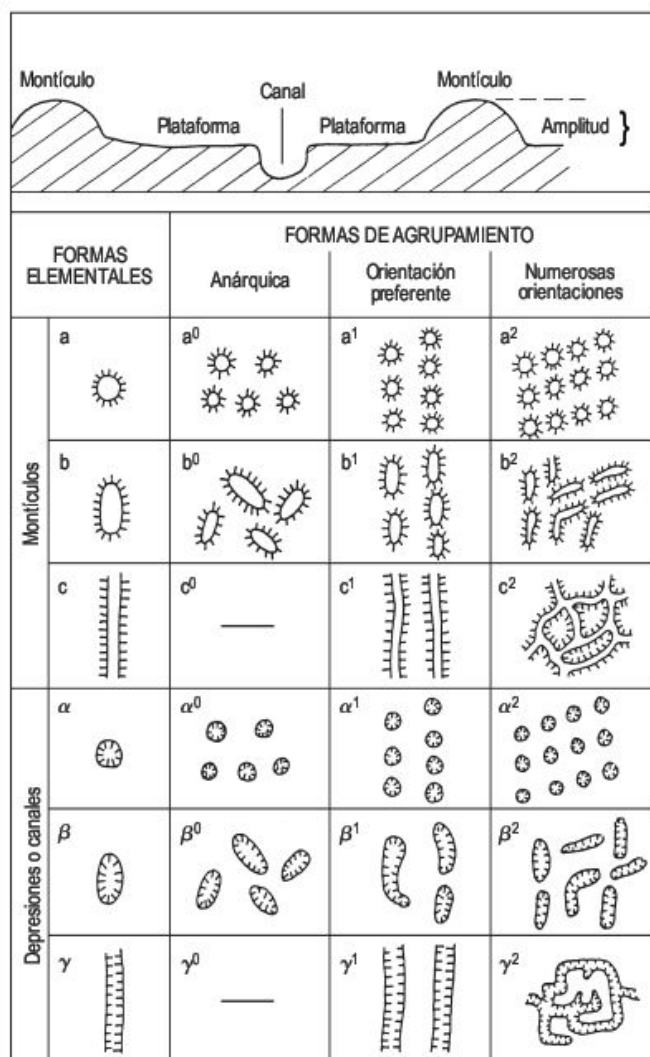
*et al.*, 1955; Verger, 1964; Harris, 1968; Mabbutt, 1977; Hubble *et al.*, 1983; Dixon, 1994a y b).

Según Harris (1968) en la sección transversal de un gilgai pueden diferenciarse tres partes (Fig. 16.23). Un **canal** que constituye una depresión que puede estar 2,5 m por debajo del nivel general del terreno y puede alcanzar 12 m de anchura. El nivel general del microrrelieve se denomina **plataforma** y sobre ella destacan pequeños **montículos** de hasta 50 m de diámetro. Algunos de los autores anteriormente citados diferencian seis tipos de gilgai (Dixon, 1994a), que pueden en gran parte quedar reflejados en la simple clasificación morfológica de Verger (1964), basada en la forma y modo de agruparse (Fig. 16.23).

En la formación del gilgai intervienen varios procesos y factores, que aparecen desarrollados en las monografías de Cooke y Warren (1973) y Mabbutt (1977). Los gilgai se generan en áreas con alternancia de estaciones húmedas y secas. Los periodos secos, que agrietan la superficie, alternan con otros húmedos donde domina el hinchamiento. Se localizan fundamentalmente en áreas de vertisuelos (suelos arcillosos negros hinchables) de zonas tropicales y subtropicales. El microrrelieve del gilgai resulta de empujes hacia arriba producidos por hinchamiento del subsuelo húmedo. Esta expansividad junto con la retracción del sue-

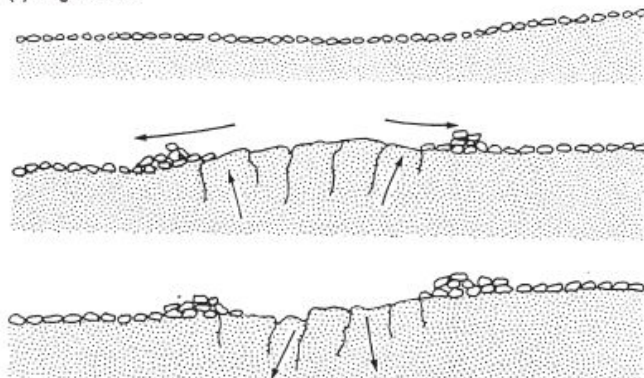
lo, como consecuencia de ciclos de humedecimiento y secado, explica la génesis de los **circular** y **gilgai escalonado** (Ollier, 1966) (Fig. 16.24). El hinchamiento obedece a la presencia de arcillas expansivas, como la montmorillonita, y a la existencia de elevados contenidos de porcentaje de sodio intercambiable. La amplitud del gilgai se incrementa con el aumento de arcillas hinchables y sodio. Esta expansividad que da origen a los gilgai puede observarse en los perfiles de estos suelos, donde son relativamente frecuentes pequeños espejos de falla y planos cabalgantes. Igualmente, estacas instaladas en el suelo quedan basculadas o incluso expulsadas después de un año. Otra forma de producirse los gilgai es la señalada por Hallsworth *et al.* (1955), expresada gráficamente por Verger (1964) (Fig. 16.25). Durante la estación seca, las partículas caen en el interior de las grietas y este material añadido se cree que es el causante del microrrelieve durante la estación húmeda, ya que provoca en profundidad considerables presiones. También es importante la diferenciación de diversos mecanismos debidos a la actuación de distintos componentes de esfuerzos para diversas situaciones, en relación con el agrietamiento y con los ciclos de expansión-contracción (Knight, 1980), que ayudan a comprender más adecuadamente la génesis de los gilgai.



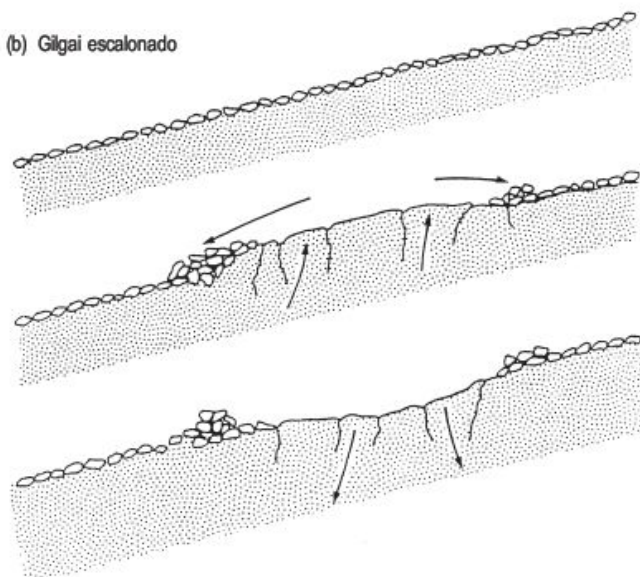


**FIGURA 16.23** En la parte superior, perfil transversal de un gilgai (Harris, 1968). El resto de la figura corresponde a la clasificación morfológica de gilaigais (Verger, 1964).

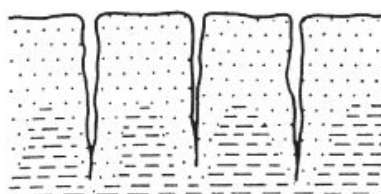
(a) Gilgai circular



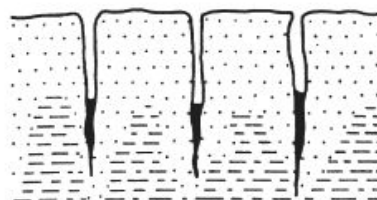
(b) Gilgai escalonado



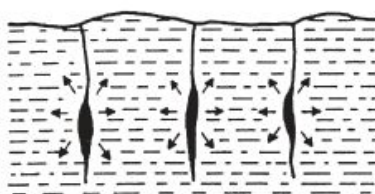
**FIGURA 16.24** Desarrollo de gilgai circular (a) y escalonado (b) en el centro de Australian Stony Desert (Ollier, 1966).



(a)



(b)



(c)

**FIGURA 16.25** Formación de los gilaigais por humedecimiento y secado (Verger, 1964).





# 16.3

## Barniz desértico

En las regiones áridas se reconoce, con relativa frecuencia, la existencia de una fina película de tonos oscuros sobre los materiales aflorantes, denominada barniz desértico. En algunos desiertos, como en los del suroeste de los Estados Unidos, este recubrimiento alcanza el 75% de las superficies rocosas (Engle y Sharp, 1958). No obstante, también pueden encontrarse barnices en ambientes alpinos, costeros, fluviales, subsuperficiales y en relación con manantiales (Dorn y Oberlander, 1982; Dorn, 1998; Dorn, 2004). El color dominante es negro o marrón y se debe a un enriquecimiento en Mn y Fe.

El origen de los barnices ha estado sometido a numerosas discusiones, carentes muchas veces de un preciso fundamento científico. Con el advenimiento de diversas técnicas de alta resolución (microscopía y microsonda electrónica), que permiten la observación detallada y el análisis químico puntual, el conocimiento de los barnices ha progresado considerablemente. Este trabajo comenzó por Engle y Sharp (1958) y desde entonces se han llevado a cabo numerosos avances en relación con la composición, estructura y origen (Dorn y Oberlander 1981, 1982) y se esperan resultados importantes en los próximos años (Oberlander, 1994).

### 16.3.1 Composición y edad

El barniz recubre afloramientos rocosos (Fig. 16.26) o cantos superficiales (Fig. 16.27). El color suele ser negro si es rico en Mn, anaranjado si el contenido en Fe es elevado y marrón si ambos elementos tienen proporciones parecidas.

La película de barniz es muy fina y varía mucho de espesor (0,002-0,5 mm), aunque por lo general oscila entre 0,01 y 0,03 mm.

Se desarrolla en todo tipo de rocas, pero mejor en las silicatadas. El barniz está formado por Si, Al, Mn y Fe, como constituyentes fundamentales, y además tiene Ca, K, Na, Ba, Ti, Sr y Cu. A todo ello hay que añadir numerosos elementos en mucha menor proporción, pero que localmente pueden alcanzar valores significativos (Oberlander, 1994). El barniz presenta microlaminaciones con constitución química diferente, debidas fundamentalmente a variaciones en el contenido de Mn. Muchos de estos elementos deben proceder de fuentes externas, ya que no se encuentran en la roca soporte. Los minerales arcillosos constituyen la parte más fundamental con un 60-80% y le siguen en importancia Fe, Mn y Si, en forma de oxihidróxidos amorfos. También existen algunos barnices negros con porcentajes elevados de Si, que suelen alcanzar 0,01 mm de espesor y se desarrollan sobre rocas silíceas. A este tipo de recubrimiento se le denomina **barniz vítreo** (*desert glaze*) o sílice vítrea (*silica glaze*) (Dorn, 1998). Se cree que se origina por precipitación química del ácido monosilícico  $\text{Si}(\text{OH})_4$  en forma de gel (Krauskopf, 1956) o bien por intervención biológica en la que se parte de una fuente de fitolitos opalinos que se disuelven y reprecipitan (Farr y Adams, 1984).

Desde hace muchas décadas el desarrollo de barniz o grado de patinización ha sido utilizado como indicador de edad relativa en investigaciones geomorfológicas y arqueológicas (Hunt y Mabey, 1966; Tricart, 1969; Deman-



**FIGURA 16.26** Superficies rocosas recubiertas por barniz brillante. Anti Atlas (Marruecos). Foto J. L. Peña.





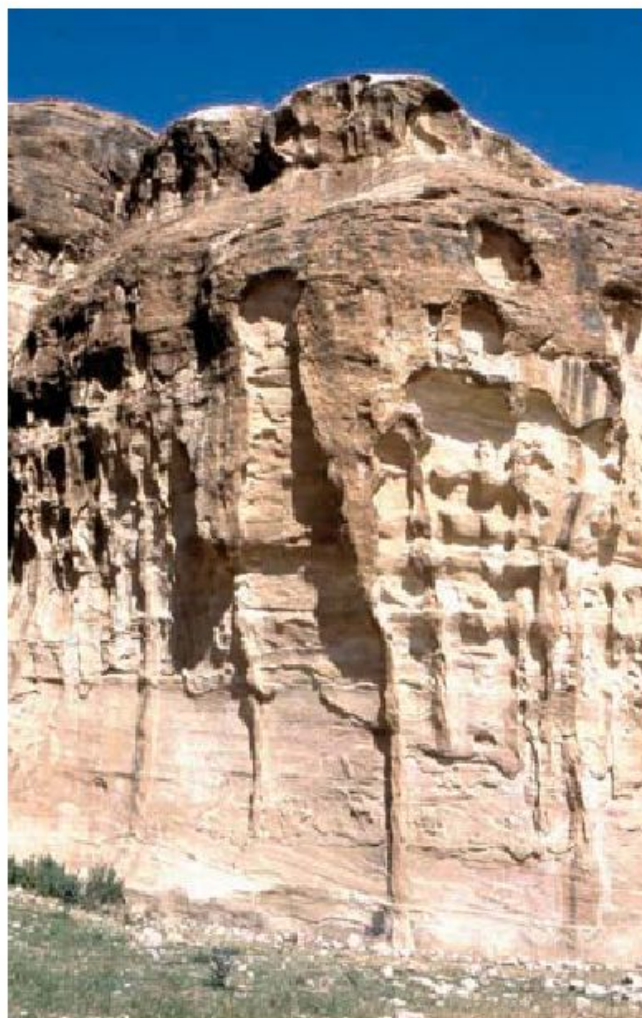
**FIGURA 16.27** Barniz recubriendo los cantos de un pavimento desértico. Desierto del Negev (Israel).

geot, 1981). Los estudios indican que normalmente no aparece barniz en materiales holocenos, lo que indica que se necesitan al menos 10.000 años para su generación. Se han llevado a cabo dataciones de edad absoluta por análisis de activación por neutrones, series de U, paleomagnetismo y AMS  $^{14}\text{C}$ . Para esto se necesita recoger el barniz de una superficie de  $0,5 \text{ m}^2$  (Krauskopf, 1956), dada la escasa materia orgánica existente. Las aplicaciones de algunas de estas técnicas no han tenido continuidad y la datación por radiocarbono presenta problemas de contaminación, al extraer parte del sustrato rocoso junto con el barniz. También se ha puesto a punto un método de obtención de edades relativas, basado en el distinto grado de lixiviación de los constituyentes del barniz. Se ha considerado un índice de lixiviación:  $\text{Ca}+\text{K}/\text{Ti}$ , pero presenta muchos problemas de tratamiento y de determinación analítica. Todos estos métodos se utilizan en estudios de la actividad de las fallas, velocidades de retroceso de un acantilado, edades de depósitos cuaternarios y de artefactos líticos (Oberlander, 1994).

### 16.3.2 Procesos generadores

Antiguamente, los investigadores creían que los constituyentes del barniz procedían de la meteorización de la roca soporte. Soluciones ricas en Fe y Mn ascendían a la superficie por capilaridad, donde se depositaban, después de etapas de humedecimiento por lluvias y rocío. Hoy nadie duda que los constituyentes del barniz derivan de fuentes externas, por aportes de polvo eólico o por transporte hídrico en disolución (Fig. 16.28). Las investigaciones de microscopía electrónica revelan que el barniz está superpuesto y separado claramente del sustrato rocoso, lo que apoya un origen externo para sus constituyentes.

La hipótesis más admitida es la basada en un origen biogénico, en el que el enriquecimiento en Mn se debe a su fijación por bacterias quimiotróficas que oxidan el  $\text{Mn}^{2+}$  a



**FIGURA 16.28** Barniz desarrollado sobre arenisca, posiblemente por precipitación de aguas sobre la superficie. Esta está afectada con posterioridad por procesos de tafonización. Petra (Jordania). Foto J. L. Peña.



$Mn^{4+}$ , junto con una cementación por las arcillas en las que quedan atrapados otros elementos. Este proceso vuelve a repetirse produciendo una acreción y la consiguiente laminación del barniz, lo que lleva implícito ciclos de humedecimiento y secado. En la actualidad se cree que la bacteria que fija el Mn es *Metallogenium personatum*, que es el organismo vivo más antiguo conocido (Oberlander, 1994). Otros autores proponen a hongos y cianobacterias como organismos fijadores (Krumbein y Jens, 1981). Algunos investigadores abogan por procesos puramente fisicoquímicos (Engle y Sharp, 1958; Elvidge y Moore, 1979). El Mn es más soluble que el Fe y en los ambientes desérticos los valores de Eh son altos, indicando elevada oxidación, y el pH es alcalino como consecuencia de la baja lixiviación. Según estos autores, variaciones en la oxidación-reducción y en la basicidad del medio pueden dar origen a los barnices. Es evidente que existe un intenso debate de cara a conocer profundamente la generación de los barnices; es muy posible que la conjunción de la actividad biótica y las variaciones de la fisicoquímica del medio, pueda ser el camino a seguir en futuras experiencias (Krinsley, 1998).

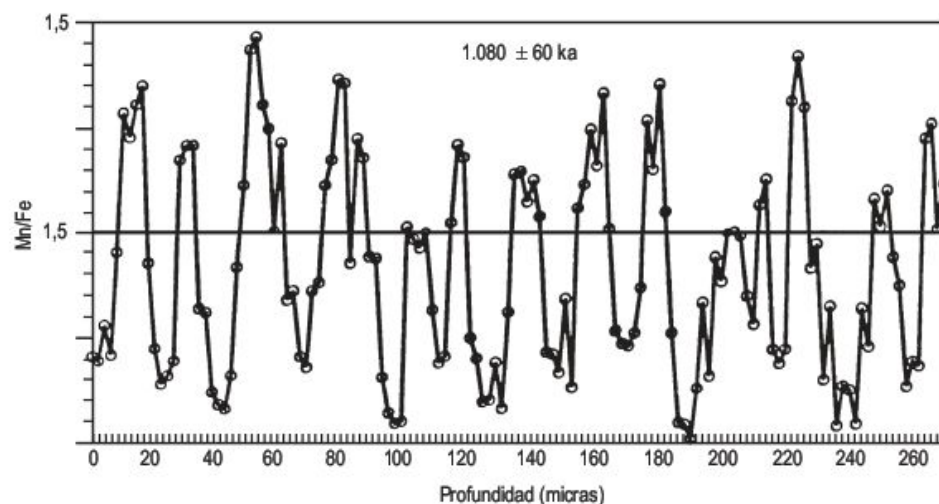
### 16.3.3 Implicaciones ambientales

Los primeros estudios sobre los barnices hacían hincapié en su significado climático y se indicaba que eran necesarios climas más húmedos que los actuales para su forma-

ción, lo que implicaba que los barnices existentes eran relictos (véase Dorn, 1998). También abogaban por ciclos de patinización, en los que el barniz se erosionaba y se creaba uno nuevo.

En la actualidad, y con las técnicas de alta resolución, las laminaciones de los barnices, que constituyen microcapas con distinta composición química, se interpretan climáticamente. Los periodos de menor acumulación de Mn corresponden a fases áridas o interpluviales y, por el contrario, aquellas etapas en las que la relación Mn/Fe aumenta son indicadores de una fase más húmeda, pluvial o lacustre, en la que la deflación eólica disminuye por la expansividad de los lagos (Fig. 16.29). Sin embargo, en muchos lugares las secciones de barniz presentan registros poco convincentes para interpretarlos como indicadores de oscilaciones paleoclimáticas, lo que parece indicar que los procesos que dan origen al barniz son muy complejos (Oberlander, 1994).

En cientos de muestras de barniz de los desiertos de Estados Unidos, del Pleistoceno superior y Holoceno, se han estudiado la secuencia de microlaminaciones. Se reconocen 12 capas oscuras que alternan con 13 anaranjadas depositadas en los últimos 6.000 años (Liu y Broecker, 2007). Cada capa oscura representa una fase húmeda y pueden correlacionarse con los eventos fríos a escala de milenio, obtenidos en el Atlántico norte para la sedimentación abisal (Bond *et al.*, 1997, 1999).



**FIGURA 16.29** Variación de la relación Mn/Fe con la profundidad en un barniz depositado sobre una roca volcánica, cuya edad es  $1080 \pm 60$  Ka datada por K/Ar. Área de Coso (California). Los puntos bajos se interpretan como intervalos áridos dentro de la oscilación climática (Oberlander, 1994).

## 16.4 Costras

Una de las características de las zonas áridas es la presencia de costras superficiales y subsuperficiales de composición química diferente, que corresponden a costras calcáreas, silíceas y yesíferas. También podemos encon-

trar lateritas, generadas en ambientes de mucha mayor precipitación, que se encuentran fundamentalmente en los márgenes de los desiertos. Ocupan extensiones muy importantes en los medios áridos y algunas, por su elevado



grado de endurecimiento, son resistentes a la erosión y se sitúan en áreas elevadas. Además, son buenos indicadores de condiciones paleoambientales y el conocimiento de las costras cuaternarias es muy útil para interpretar el registro estratigráfico de etapas geológicas pasadas (Goudie y Pye, 1983). Por otra parte, pueden tener un interés económico, como las costras calcáreas que contienen uranio y otros metales; también se utilizan para la construcción de casas y como infraestructura para carreteras (Reeves, 1976).

En este apartado relativo al estudio de las costras pretendemos analizar la naturaleza, propiedades y significado de las mismas, así como los procesos geoquímicos y bioquímicos implicados en su generación, para finalmente exponer los modelos más comúnmente utilizados.

## 16.4.1 Caliches

El término caliche es una palabra española que procede del latín *calix*, que significa cal o caliza, y ha sido utilizado por primera vez en 1719 (véase Reeves, 1976). Se utiliza comúnmente en Estados Unidos y México (Esteban y Klappa, 1983) y no así en España donde ha sido más frecuente usar la denominación de **costra calcárea**, lo más probable por influencia francesa (*croute calcaire*) y alemana (*kal-kruste*). A nivel global, existe todavía un cierto confusiónismo, ya que el vocablo ha sido utilizado para otros tipos de depósitos. Además, existen numerosas denominaciones locales en distintas áreas y países (Goudie, 1973; Reeves, 1976).

Según Goudie (1972a), «la **calcreta** es un término utilizado para materiales de origen continental formados predominantemente, pero no exclusivamente, por carbonato cálcico, que se encuentra desde pulverulento y nodular a fuertemente endurecido e implica la cementación de suelo, roca o material meteorizado dentro de la zona vadosa. Sin embargo, esta denominación no incluye a espeleotemas, travertinos, depósitos litorales cementados o estromatolitos de algas lacustres».

Los caliches son de tonos blanquecinos y ocupan alrededor del 13% de la superficie terrestre y se encuentran en zonas con una precipitación anual comprendida entre 400 y 600 mm (Goudie, 1983b). Otros autores, como Rutte (1958), en su estudio sobre las costras calizas españolas, indica que los límites se encuentran entre 100 y 500 mm, no encontrándose caliches ni por debajo ni por encima de estos valores. No obstante, señala un óptimo entre 100 y 250 mm. Aunque tienen una amplia distribución, los caliches son característicos de las zonas áridas y semiáridas del mundo (Fig. 16.30) (Reeves, 1976). En el registro geológico se utilizan como indicadores de una antigua aridez (Nash, 2004a). Se desarrollan fundamentalmente sobre los depósitos superficiales de glaciares y terrazas y también sobre acumulaciones eólicas. En las terrazas del río Cinca (Depresión del Ebro) el grado de calcificación de los ni-

veles aluviales escalonados aumenta hacia los depósitos más antiguos, llegando a ser inexistente en los niveles más modernos (Sancho y Meléndez, 1992).

Se han publicado varias monografías específicas sobre los caliches (Reeves, 1976; Blümel, 1981; Vogt, 1984; Wright y Tucker, 1991), en la que se estudian sus tipos, características y génesis. Como señala Vogt (1984) la investigación de las costras calcáreas hay que afrontarla a diferentes escalas. En primer lugar, se hace preciso conocer la distribución espacial (escala kilométrica) y su relación con el contexto geomorfológico regional, como puede ser su ubicación sobre sistemas de glaciares y terrazas. El siguiente estudio hay que llevarlo a cabo a nivel de afloramiento, mediante el análisis de cortes naturales y catas en los que se realizan perfiles sedimentológicos, que permiten situar los caliches en la secuencia. Finalmente, en el laboratorio se efectúan estudios de microscopía de lámina delgada y microscopía electrónica para el análisis de las texturas y micromorfologías, que proporcionan datos sobre los mecanismos de formación. Todas estas investigaciones deben completarse con la realización de análisis químicos y mineralógicos que ayudan a entender los procesos generadores.

### 16.4.1.1 Geoquímica y Mineralogía

La composición química de los caliches, calculada a partir de 300 muestras de todo el mundo (Goudie, 1972b, 1973, 1983b) es:  $\text{CaCO}_3$ : 79,28% ( $\text{CaO}$ -42,62%),  $\text{SiO}_2$ : 12,30%;  $\text{MgO}$ : 3,05%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 2,12% y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 2,03%. Aquellos caliches ricos en magnesio se denominan **doloretas**. Los porcentajes en los distintos componentes varían enormemente de unos lugares a otros, tal como se manifiesta en las calcretas del Sur de Australia (Hutton y Dixon, 1981; Dixon, 1994b). En el estudio de numerosos análisis químicos de caliches de Oklahoma y Nuevo México (Aristarain, 1970) se observa que el contenido de carbonato cálcico, magnésico y hierro férrico disminuye en profundidad, mientras que la sílice aumenta significativamente en la parte media del perfil. Por otra parte, Dixon (1994b) examina el papel de la topografía en las variaciones del quimismo de los caliches y señala un mayor porcentaje de calcio en las toposecuencias inferiores y un incremento de magnesio en las más altas. En todas ellas disminuye el calcio en profundidad.

La calcita y dolomita son los minerales carbonatados dominantes en los caliches y van acompañados fundamentalmente por cuarzo, ópalo y minerales de la arcilla. También pueden contener cantidades menores de sales solubles (yeso), glauconita, fosfatos, minerales pesados, etc. Las investigaciones mineralógicas han ido encaminadas sobre todo al estudio de la fracción arcillosa, de cara a conocer la génesis de estos minerales y, por consiguiente, intentar comprender mejor los procesos involucrados en el origen de los caliches que los contienen. Los minerales arcillosos dominantes son la palygorskita y la sepiolita, aun-



que se reconocen illita, caolinita, montmorillonita, interstratificados illita-montmorillonita y clorita (Aristarain 1970, 1971; Gardner, 1972; Reeves, 1976; Hay y Wiggins, 1980). El origen de la palygorsquita y sepiolita se atribuye a neoformación en un ambiente con suficiente magnesio, procedente de la meteorización de litologías favorables (Hay y Wiggins, 1980; Hutton y Dixon, 1981; Sancho *et al.*, 1992). Otros investigadores sostienen que estos minerales resultan de la alteración de montmorillonita e interstratificados montmorillonita-illita (Watts, 1980).

### 16.4.1.2 Morfología

Las descripciones sobre la forma de los caliches son muy numerosas. Se han propuesto diferentes clasificaciones basadas en distintos criterios. Unos se fundamentan en la evolución secuencial (Netterberg, 1969), otros en el grado de endurecimiento de los carbonatos (Reeves, 1976) y tam-

bién las diferenciaciones de carácter edafológico tienen en cuenta el grado de calcificación (Gile *et al.* 1966; Machette, 1985). Algunas distinguen unos pocos tipos morfológicos y otras, por el contrario, llevan a cabo numerosas diferenciaciones (Reeves, 1976).

Las morfologías macroscópicas fundamentales (Esteban y Klappa, 1983; Sancho y Meléndez, 1992) son las **gravas cementadas** (*calcified gravels*) (Fig. 16.30), que aparecen normalmente en la base del perfil del caliche, aunque se pueden encontrar pequeños niveles en el interior del perfil. Este está constituido por clastos con envueltas carbonatadas vadosas y la matriz puede presentar moldes de raíces. El **caliche pulverulento** (*chalky caliche*) (Fig. 16.31) está formado por partículas de carbonato suelto de tamaño limo y arena, prácticamente sin material de roca encajante. Puede estar ligeramente cementado y tener una estructura hojosa. El **caliche acintado** (*hardpan caliche*) se localiza en las partes superiores del perfil (Fig. 16.32). Está



**FIGURA 16.30** Caliche de gravas cementadas, resistente a la erosión, situado en el margen de un uad. Jaisalmer. Desierto del Thar. India.



**FIGURA 16.31** Caliche pulverulento cementado a techo y con laminaciones. Alfés (provincia de Lérida). Depresión del Ebro





**FIGURA 16.32** Caliche acintado y noduloso, afectado por un pseudoanticlinal. La Plana Negra (provincia de Zaragoza). Depresión del Ebro.

constituido por placas de escala centimétrica y decimétrica, que se acuñan lateralmente. Se desarrollan ooides, carbonatos espeleotémicos basales, huellas de raíces y grietas de desecación. También puede encontrarse deformado, formando **pseudoanticlinales** (Fig. 16.32) generados por expansión o contracción, como consecuencia de hidrataciones de sales de elevada solubilidad, humedecimiento periódico seguido por secado alternante, cristalización de calcita y consiguiente arqueamiento. También su origen puede ser debido a la presencia de arcillas expansivas (Reeves, 1976). Finalmente, el **caliche noduloso** (*nodular caliche*) puede desarrollarse sobre material de grano fino en el que las partículas se cementan por carbonato y, a su vez, se generan gran cantidad de nódulos (Fig. 16.33). Otras veces resultan de la fragmentación de caliche acintado, individualizándose nódulos sueltos o cementados (Fig. 16.34). Puede encontrarse una gradación continua entre las variedades acintadas y nodulares.

Las características macroscópicas de los caliches están, con frecuencia, representadas a escala microscópica: texturas nodulosas, oolíticas, espeleotémicas, envueltas carbonatadas, huellas de actividad biológica, etc. Todas las investigaciones encaminadas a un conocimiento detallado y preciso de estas micromorfologías y texturas llevan como fin comprender más adecuadamente los procesos generadores de los caliches.

#### 16.4.1.3 Origen

El análisis de los caliches revela la presencia de secuencias complejas, en las que se reconocen la superposición de varios horizontes de caliche. Además, la mayoría de los perfiles muestran diversas etapas de precipitación, disolución y retrabajamiento.

Para que se formen los caliches se necesita una fuente de carbonato cálcico, que puede estar en el sustrato rocoso, restos de vegetación, emisiones volcánicas, polvo eólico



**FIGURA 16.33** Caliche noduloso desarrollado en materiales sueltos de grano fino. Bawri. Desierto del Thar. India.

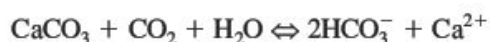




**FIGURA 16.34** Caliche noduloso con nódulos de mayor tamaño a techo. Margalef (provincia de Lérida). Depresión del Ebro.

co, etc. (Goudie, 1983b). Para muchos autores, la procedencia de los carbonatos transportados por el viento y disueltos en el agua de lluvia (Machette, 1985; Blümel, 1981, 1982) es bastante generalizada, ya que los caliches se desarrollan, a veces con gran potencia, sobre rocas desprovistas prácticamente de calcio.

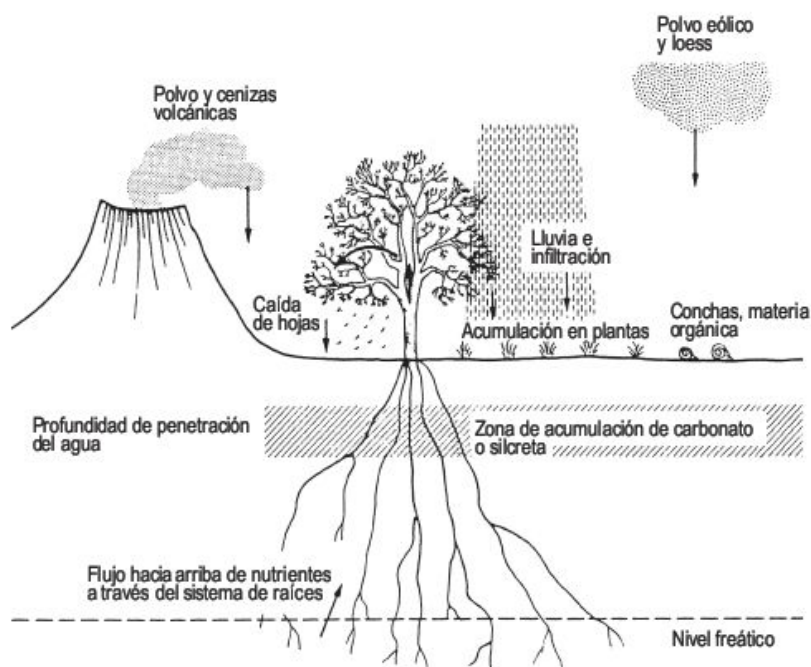
En las zonas semiáridas, donde existe un déficit hídrico, los carbonatos no se lixivian por completo y tienden a movilizarse y precipitan de un lugar a otro. El proceso fundamental implicado en la génesis de los caliches es el de la disolución y precipitación de carbonato cálcico en presencia de dióxido de carbono:



La precipitación de carbonato tiene lugar por pérdida de  $\text{CO}_2$ , evaporación, efecto del ión común y actividad biológica. Los mecanismos biológicos de fijación de los carbonatos en suelos suelen ser debidos a líquenes, algas, bacterias y micorrizas (Klappa, 1979).

Goudie (1973, 1983b) y Carlisle (1983) diferencian dos tipos de origen para los caliches; uno edafogénico, que parece ser el más generalizado, y otro en el que no interviene la pedogénesis. En cualquier caso, es muy difícil distinguir uno de otro, ya que los caliches no edafogénicos suelen modificarse por procesos pedogénicos.

Los **caliches edafogénicos** resultan de la acumulación progresiva de los carbonatos de arriba hacia abajo (modelo *per descensum* de Goudie) (Fig. 16.35), procedentes del



**FIGURA 16.35** Representación esquemática de formación de caliches *per descensum*, en la que se indican diferentes aportes de carbonato (Goudie, 1973).



lavado del horizonte A, pasando por iluviación al horizonte B (horizonte petrocálcico). Al comienzo, tal como se observa en perfiles muy recientes, la edafogénesis se manifiesta por filamentos pulverulentos y nódulos. Sin embargo, en perfiles de muchos miles de años, los cantos se recubren de cortezas carbonatadas y rellenan los espacios entre las partículas. La presencia de filamentos calcificados, calcitas fibrosas y microfósiles de hongos acredita un origen edafogénico para los caliches (Vaniman *et al.*, 1994). Esta hipótesis presenta el inconveniente de que el espesor del caliche es, por lo general, muy superior al del suelo; esta dificultad se explica por una lenta erosión del suelo mientras que se produce el caliche.

Cuando soluciones carbonatadas ascienden por capilaridad y precipitan en superficie por evaporación, se forman los **caliches no edafogénicos**, que corresponden al modelo *per ascensum* de Goudie (Fig. 16.36). Los caliches pueden generarse cerca del nivel freático por evaporación en la franja capilar y también pueden producirse por debajo del nivel freático como consecuencia del descenso en el contenido en  $\text{CO}_2$  (Land, 1970). También se pueden formar este tipo de caliches por aguas de inundación ricas en carbonato, pudiendo alcanzar potencias superiores a 10 m. Parece ser que se desarrollan rápidamente, ya que algunos de los aluviones en los que se forman son muy jóvenes (Machette, 1985), aunque este origen constituye un caso especial. Estos caliches se pueden diferenciar de los edafogénicos por la ausencia del perfil, micromorfología simple y presencia de cementos de calcita (Nash y Smith, 1998).

## 16.4.2 Costras síliceas

También denominadas **silcretas**. Es una roca de tonos grises, marrones o verdes, muy dura y frágil, de fractura concoidea, constituida por granos de cuarzo cementados por una matriz microcristalina y amorfa. Su potencia oscila entre 1 y 3 m. Se genera en ambientes áridos, aunque también puede formarse en medios más húmedos. Es un producto de reemplazamiento de materiales superficiales (regolito, sedimento, suelo), por sílice, en los que la silificación tiene lugar a baja temperatura, sin ningún tipo de relación con volcanismo, plutonismo y metamorfismo (Summerfield, 1983). Se encuentran en ambientes que no

han sufrido la glaciación del Terciario superior y Cuaternario (Nash, 2004b). Las costras síliceas abundan en Australia y en el sur de África, aunque se han reconocido en otras áreas. Suelen ocupar el techo de colinas, por su resistencia a la erosión.

En afloramiento lo más frecuente es que tengan una estructura masiva, acompañada de un diaclasado columnar. También se reconocen estructuras en placas, botroidales y almohadilladas (Wopfner, 1978). La micromorfología refleja las características de la roca caja (tamaño y forma del grano, mineralogía y fábrica) y de los procesos de silificación. Estos incluyen cuarzo micro y criptocristalino con bordes indentados en los granos minerales, que corroboran el reemplazamiento (Milnes *et al.*, 1991). Los análisis químicos señalan que superan el 85% en peso de  $\text{SiO}_2$  (Nash, 2004b) y presentan pequeñas cantidades de aluminio, hierro y titanio. El aluminio va asociado a los minerales de la arcilla, mientras que el titanio parece estar en relación con la roca caja.

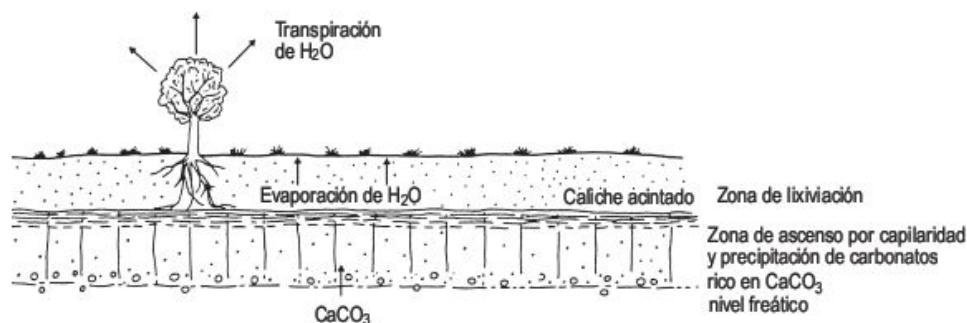
En la génesis de las costras síliceas hay que contemplar la fuente de la sílice, su disolución, transporte y precipitación. El origen primario de la sílice puede derivar de disolución *in situ*, meteorización de silicatos y polvo eólico. En ambientes fluviales y lacustres las diatomeas pueden desempeñar un papel importante. La disolución y transporte se efectúa en sistemas acuosos con pH claramente alcalinos. Esta transferencia puede ser lateral y vertical (Summerfield, 1983). El modelo lateral se utiliza para silcretas originadas en medios fluviales y lacustres. El modelo de transferencia vertical recoge aspectos similares a los modelos *per descensum* y *per ascensum* que Goudie (1973) utiliza para la génesis de los caliches. Finalmente, la precipitación se produce fundamentalmente por evaporación o por disminución del pH.

Cuando las costras síliceas son potentes, su edad, obtenida en diversos lugares del mundo, se remonta al Mesozoico y, por consiguiente, son acumulaciones relictas generadas posiblemente en otros medios climáticos (Cooke *et al.*, 1993).

## 16.4.3 Costras yesíferas

Se encuentran en numerosas zonas áridas, pero en áreas muy reducidas (Cooke, 1962). Se desarrollan en desier-

**FIGURA 16.36** Modelo de formación de caliches *per ascensum* por capilaridad a partir de aguas subterráneas (Goudie, 1983b).





tos con precipitaciones anuales por debajo de 250 mm (Watson, 1983). Se definen como acumulaciones de yeso existentes en los primeros 10 m de profundidad, con una potencia de 0,10-5 m, un contenido superior al 15% en peso de yeso y como mínimo tienen un 5% más de yeso que el sustrato infrayacente (Watson, 1985, 1989a).

Se distinguen tres tipos en función de su estructura y posición estratigráfica (Watson, 1979). El primer tipo son las costras estratificadas horizontalmente con 50-80% de yeso. El segundo lo constituyen las costras subsuperficiales, formadas por grandes cristales lenticulares de 1 mm a 0,5 m de diámetro, conocidas como costras de rosas del desierto, o por material mesocristalino con cristales de 0,05-1 mm. Pueden alcanzar hasta 5 m de potencia y el contenido en yeso es de 50-70%. Finalmente, las costras superficiales formadas básicamente por yeso alabastrino, con cristales <0,05 mm, se encuentran como costras columnares de 1-2 m de potencia y también como depósitos pulverulentos o cantos superficiales. Contienen aproximadamente un 90% de yeso.

Se diferencian costras yesíferas, generadas por ascenso capilar y evaporación de aguas sulfatadas, o bien *per descensum* a partir de polvo eólico yesífero (Watson, 1985; Heine y Walter, 1996; Eckardt *et al.*, 2001). Estos autores señalan que el polvo en Túnez procede básicamente de las sebkhas. En el desierto de Namib, el gas  $H_2S$  procede de sedimentos marinos ricos en materia orgánica que surge a la atmósfera y se transporta por el viento con sus nieblas costeras al interior del continente (Martin, 1963). Esta interpretación es compartida por Olivier (1995) y Heine y Walter (1996). Para Eckardt y Spiro (1999) la fuente más importante resulta de la oxidación de dimetil sulfuro marino ( $CH_3SCH_3$ ). Este aerosol se distribuye por acción eólica y, a veces, por escorrentía superficial. El modelo de costras yesíferas no edafogénicas se fundamenta en la precipitación de yeso por aguas subterráneas o bien en ambientes lacustres. Debido a su pureza, se explotan en Namibia y Australia (Eckardt, 2004).

## 16.5 La acción del agua en las zonas áridas

Con anterioridad hemos contemplado la importancia del agua en los procesos de meteorización, así como su incidencia en la generación de los suelos ordenados, barnices y costras. En estos casos, la actividad del agua es pelicular y su movilización es claramente local. Ahora bien, la actividad más importante del agua está relacionada con el flujo fundamentalmente superficial, que se organiza en sistemas fluviales. Estos se caracterizan (Schumm, 1977) por un área de alimentación o cuenca drenaje, que es donde derivan el agua y los sedimentos, una zona de transferencia y, finalmente, un área más baja o zona de sedimentación. Este sistema fluvial presenta un conjunto de variables independientes y dependientes (Schumm y Lichty, 1965), que tienen una influencia desigual. El tiempo, relieve inicial, geología (litología y estructura) y el clima son las variables independientes más significativas que influyen en la hidrología y actividad erosiva. La vegetación depende del clima y la litología. Las demás variables dependientes son la variación del relieve, hidrología (escorrentía, caudal, producción de sedimentos) y la morfología de la red de drenaje y de las laderas. En el conjunto de las zonas áridas las tres primeras variables independientes son substancialmente distintas en los diferentes desiertos, pero no así el clima que depende de la precipitación y ésta, a su vez, es la causante de la escorrentía y erosión, que están condicionadas por la cobertura vegetal.

### 16.5.1 Precipitación, vegetación y evapotranspiración

En la mayoría de las zonas áridas del mundo los datos de **precipitación** son escasos debido a que existen pocas estaciones meteorológicas y generalmente están muy alejadas entre sí. Por consiguiente, las extrapolaciones en estas condiciones son aventuradas. La precipitación es consecuencia de la actividad de diferentes procesos atmosféricos: frentes de borrascas, tormentas tropicales, efectos orográficos y células convectivas (Graf, 1988). Como la mayoría de los desiertos se localizan en células anticiclónicas dentro del sistema de circulación global atmosférico, las precipitaciones son escasas y se limitan dentro de este sistema global a la penetración esporádica de frentes de borrascas, que son escasas y normalmente producen pocas lluvias. Las tormentas tropicales (cyclones, huracanes y tifones) son más raros que los frentes de borrascas, pero a veces penetran en el interior de las zonas áridas, como en el Desierto de Sonora, entre México y Arizona. El efecto orográfico se manifiesta por una reducción de las presiones y un enfriamiento del aire al aumentar la altura, lo que favorece la condensación y precipitación. Al descender el aire, en la otra vertiente de la montaña, se calienta y, como ha perdido la mayor parte de la humedad en su ascenso, se origina una zona de sombra de lluvias. El último tipo de proceso



son las tormentas convectivas, de pocos kilómetros de diámetro, que resultan de un calentamiento del aire. Cuando afectan a cuencas de pequeño tamaño pueden producir importantes inundaciones (como la que afectó el 28 de julio de 1990 al curso bajo del río Huerva, afluente del Ebro, en el que se desarrolló un delta en la desembocadura).

Por otra parte, la precipitación en las zonas áridas varía significativamente (Fig. 16.4) y, como consecuencia, influye enormemente en los cambios de la escorrentía y producción de sedimentos. Por ejemplo, en el centro de la Depresión del Ebro, para un registro continuo de cuatro años en la estación experimental para el estudio de la escorrentía y erosión de Lanaja (provincia de Huesca) (Fig. 16.37), las precipitaciones más importantes corresponden a tormentas relacionadas con células convectivas, que tienen lugar fundamentalmente durante la primavera y otoño y algunas en verano. El resto son lluvias de frentes de borrascas de escasa magnitud (Gutiérrez *et al.*, 1995). Por eso, los mayores valores de escorrentía y erosión tienen lugar en primavera y otoño. Las intensidades varían considerablemente dentro de las precipitaciones de células convectivas. A veces, las lluvias registradas en una única tormenta superan el total de la precipitación media anual. Además, las cuencas experimentales instrumentadas con gran cantidad de pluviómetros señalan variaciones espaciales bruscas y gradientes elevados (Fig. 16.38).

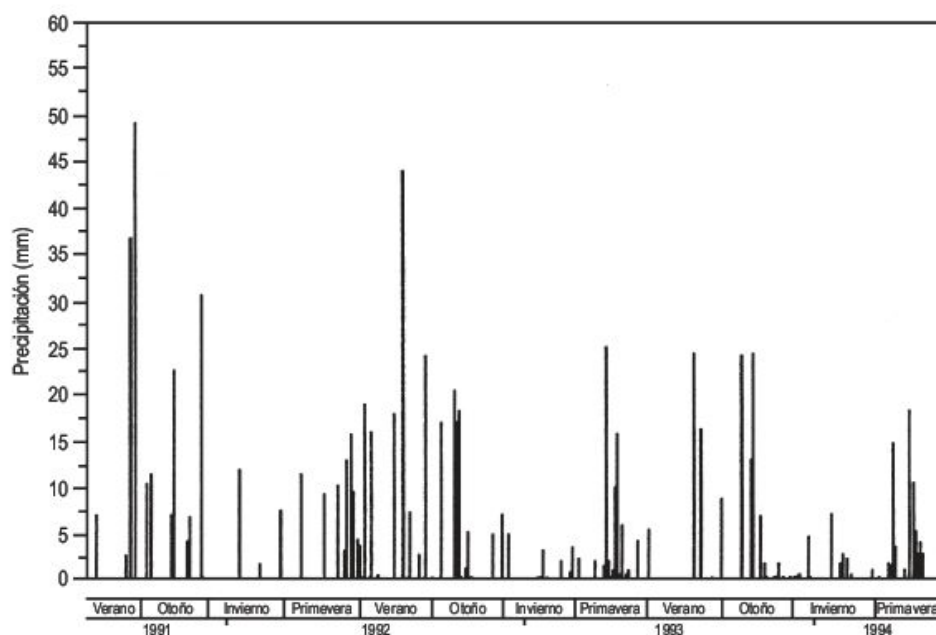
En la literatura se citan algunos casos en los que las precipitaciones relacionadas con la advención de masas de aire húmedas proporcionan una precipitación continua en una región semiárida (Inbar, 1972; en Starkel, 1976). Se trata de lluvias de invierno mediterráneas, que llegan a las Montañas del Líbano. Las precipitaciones en cuatro días (20 al 23 de enero de 1969) oscilaron entre 120 y 360 mm, equivalente a la tercera parte de la precipitación media anual.

A pesar de las pequeñas intensidades medias de 2-3 mm/h, que raramente superan los 8 mm/h, esta precipitación corresponde a un periodo de retorno de 100 años. Como resultado produjo una intensa escorrentía en la cuenca superior del Meshushim y el rebajamiento superficial calculado para esta zona de basaltos fue de 0,04 mm/año, seis veces el normal. Esto demuestra que las precipitaciones de borrascas pueden alcanzar una considerable importancia en las zonas semiáridas.

La **vegetación** en los desiertos es escasa o incluso inexistente. En ambientes por debajo de 100 mm de precipitación la vegetación solo se desarrolla en los ouads (Fig. 16.39) y en depresiones cerradas. Si las precipitaciones oscilan entre 100 y 500 mm la vegetación existente es arbórea, que generalmente ha sido degradada por el hombre, de arbustos y hierbas, que también han podido ser afectados por el hombre o por sobrepastoreo (Francis, 1994). La escasez de agua y las elevadas temperaturas obligan a las plantas a acomodarse a estos medios inhóspitos por medio de adaptaciones fisiológicas, morfológicas y de comportamiento que se enfatizan con el aumento de la aridez (Günster *et al.*, 1993).

Ya hemos indicado el papel que juega la flora en la alteración biológica de las rocas y la influencia que tiene la escasa materia orgánica en los procesos de erosión hídrica. Existe, en general, una buena correlación entre el porcentaje de cobertura vegetal y la precipitación media anual. La interceptación es un factor significativo en la erosión hídrica. Así, Nívar y Bryan (1990), en el estudio de la influencia de la vegetación en una zona semiárida del noreste de Méjico, encuentran que después de precipitaciones de 230 mm, repartidas en 17 tormentas, las pérdidas por interceptación fueron de un 27%. Por otra parte, la infiltración es muy variable y es considerablemente mayor en

**FIGURA 16.37** Registro de precipitaciones en la Estación Experimental para el estudio de la erosión hídrica de Lanaja (provincia de Huesca), para el periodo de julio de 1991 a mayo de 1994 (Gutiérrez *et al.*, 1995).







**FIGURA 16.38** Distribución de la precipitación producida por células de tormenta en Walnut Gulch, Arizona. Arriba: evento producido por una única célula. Abajo: evento con células múltiples. Los puntos representan pluviógrafos (Renard, 1970).

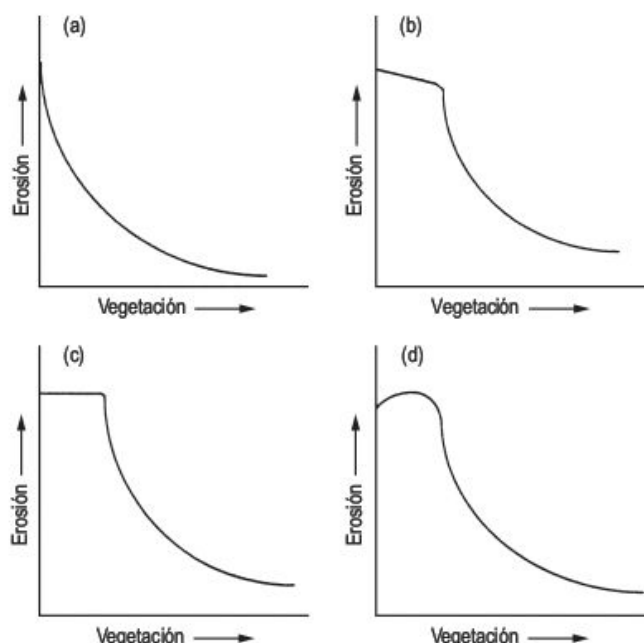


**FIGURA 16.39** Vegetación arbustiva en el lecho del Nahal Zin, sur del desierto del Negev, Israel.

zonas con vegetación que en suelos desnudos (López *et al.*, 1984). En los desiertos hay algunos ambientes que son más sensibles a los cambios de vegetación y esto se manifiesta en la producción de sedimentos. Esta aumenta en una ladera con la disminución de vegetación y alcanza un máximo en suelos desnudos (Fig. 16.40a). Sin embargo, la

erosión no está apenas afectada cuando los porcentajes de cobertura vegetal son bajos (Fig. 16.40b, c) (Schumm, 1977), pero para De Ploey *et al.* (1976) y Morgan *et al.* (1986) la producción de sedimentos aumenta para valores bajos de cubierta vegetal (Fig. 16.40d). Rogers y Schumm (1991) demuestran experimentalmente, en laderas con 10%





**FIGURA 16.40** Relaciones hipotéticas entre vegetación y erosión. Todas las curvas indican un aumento exponencial de la erosión para una densidad variable de vegetación, pero (b), (c) y (d) señalan una influencia decreciente de la vegetación para valores bajos de cobertura vegetal (Rogers y Schumm, 1991).

de inclinación, que la erosión aumenta rápidamente con el descenso de cobertura vegetal desde 43% a 15%, pero por debajo de este último valor disminuye la erosión y, por consiguiente, con valores inferiores al 15% la vegetación no frena la producción de sedimentos.

La vegetación afecta a la erosión eólica reduciendo la velocidad y actúa como un obstáculo, generando de esta forma pequeñas dunas denominadas *nebkhas*, a sotavento de la planta. Se observa una disminución de la movilidad de las dunas con el incremento de vegetación (Ash y Wasson, 1983), que puede llegar a estabilizarlas. La misma función llevan a cabo las biocostras que paralizan el movimiento de las dunas, tal como se observa en las dunas longitudinales de Nizzana (Desierto del Negev) (Veste, 1995) (Fig. 5.18).

El agua existente en los materiales de la superficie terrestre sufre una **evaporación**, la cual se traduce en un secado de los mismos. En las regiones desérticas la desecación, debido a las prolongadas sequías, llega a profundidades de varios metros. Otro tipo de pérdida de agua se debe a las plantas que la absorben por sus raíces. La **transpiración** se produce en los estomas, donde se intercambia el vapor de agua entre la atmósfera y las hojas. La transpiración se favorece con humedades bajas, temperaturas elevadas y viento. En los desiertos, las plantas xerófilas se adaptan a esta carencia de agua, reduciendo la transpiración con la formación de estomas hundidos y disminuyendo el tamaño de las hojas o perdiéndolas por completo, como en los cactus. Además de las plantas xerófilas, en los ouads de las zonas áridas se desarrollan plantas freatofitas,

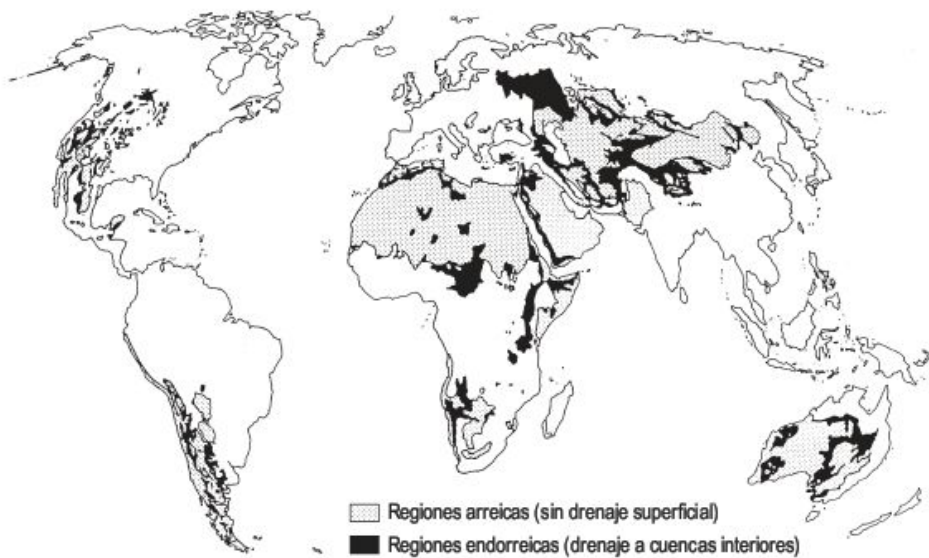
en las que las raíces penetran profundamente hasta alcanzar el nivel freático, asegurando de esta forma el suministro de agua necesario para su desarrollo. La evapotranspiración puede alcanzar valores de 85-90% del total de la precipitación (Renard, 1969), aunque hay diferencias entre las distintas especies vegetales. La mayor parte de la evapotranspiración se produce poco después de que se hayan producido las lluvias. Las velocidades de transpiración fluctúan entre 2,3 y 10 mm/día y 0,1 mm/día en las épocas más secas del año (Thornes, 1994).

## 16.5.2 Características de la red fluvial de los desiertos

Las precipitaciones en las zonas áridas son escasas y variables. Esta variabilidad se refleja en los sistemas fluviales a nivel global. Se puede distinguir entre un **drenaje endógeno** en el que las precipitaciones tienen lugar dentro del área desértica y un **drenaje exógeno** que se origina fuera de la zona árida, pero discurre por ella, tal como los ríos Nilo, Indo, Colorado y Ebro. En los desiertos, una parte importante del drenaje es **endorreico**, es decir que no vierte sus aguas al mar (Fig. 16.41), como consecuencia de la infiltración y sobre todo por la evaporación reinante. Además existen grandes depresiones cerradas que reciben las aguas superficiales, como las cuencas endorreicas de los lagos Chad, en el sur del Sahara, y Eyre, en el desierto central australiano. Guilcher (en Demangeot, 1981) estima que en la gran mayoría de las regiones saharianas, las crecidas máximas no recorren más de 300 km. Las zonas con drenaje **arreico** son aquellas que no presentan una circulación de agua regular y ocupan extensiones muy importantes en las zonas desérticas. Algunos desiertos tienen un drenaje **exorreico**, como las partes meridionales del sur del Desierto de Atacama (Chile), ya que tienen una gran alimentación procedente de los Andes.

Los cursos fluviales de las zonas áridas suelen ser efímeros (Fig. 16.42) y reflejan la escasa alimentación que reciben, por lo que estos ríos (*ouads* = ramblas) permanecen secos una gran parte del año (Fig. 16.43). Sin embargo, también se pueden encontrar ríos perennes si reciben una importante alimentación alógena, normalmente de cordilleras circundantes, cuyo aporte de agua procede de la fusión de las nieves (Fig. 16.44). Otras veces, el drenaje más distal no tiene funcionalidad en la actualidad, lo que indica etapas pretéritas (periodos pluviales) de mayores aportes hídricos. Esto puede observarse en el Sahara Central, donde redes de ouads complejos no reciben agua ni en las grandes crecidas (Tricart, 1969). También los ríos Níger y Senegal, que nacen en las montañas tropicales de Guinea, al dirigirse al norte se encuentran con zonas muy secas con campos de dunas, que son solo capaces de atravesar durante los periodos pluviales (Tricart, 1977). La utilización de fotografías aéreas e imágenes de satélites señalan que algunas áreas desérticas





**FIGURA 16.41** Extensión de las áreas sin desagüe regular hacia el mar (de Martonne y Aufrère, 1928).



**FIGURA 16.42** Red de canales efímeros que se localizan en el interior de la gran Depresión Makhtesh Ramon, que constituye desde el punto de vista estructural una *combe*. Centro del desierto del Negev, Israel.



**FIGURA 16.43** Cultivos en el cauce del Río Sabarmati (Ahmadabad, Noroeste de la India), lo que indica los escasos aportes de escorrentía superficial que recibe.





**FIGURA 16.44** Cursos fluviales en el piedemonte del Atlas, el cual presenta una importante cobertura de nieve. Assif Mellah, Sur de Marruecos. Foto J. L. Peña.

cas tenían con anterioridad sistemas fluviales, cuyos cursos permanecen enterrados en la actualidad bajo las llanuras desérticas, tal es el caso del río Saraswati, en el Desierto del Thar (India) (Ghose *et al.*, 1979) (Fig. 16.45). Similares circunstancias se encuentran en el gran área endorreica del Lago Chad, al sur del Sahara, donde una parte importante de la red fluvial ha quedado fosilizada por arenas eólicas (Grove y Warren, 1968). También en los piedemontes de algunas áreas desérticas se desarrollan sistemas de abanicos aluviales en los que es muy frecuente la deriva lateral de los canales, al igual que la remodelación de los mismos por actividad eólica durante los momentos de carencia de alimentación hídrica.

El comienzo de la escorrentía en los desiertos puede producirse por un flujo superficial hortoniano (Horton, 1933), que se produce cuando la intensidad de la precipitación es superior a la capacidad de infiltración del suelo o de la roca, o bien cuando se genera por saturación del material superficial. En las lluvias de tormenta de las zonas áridas el aguacero supera la velocidad de infiltración y, por consiguiente, la escorrentía se produce por un flujo hortoniano.

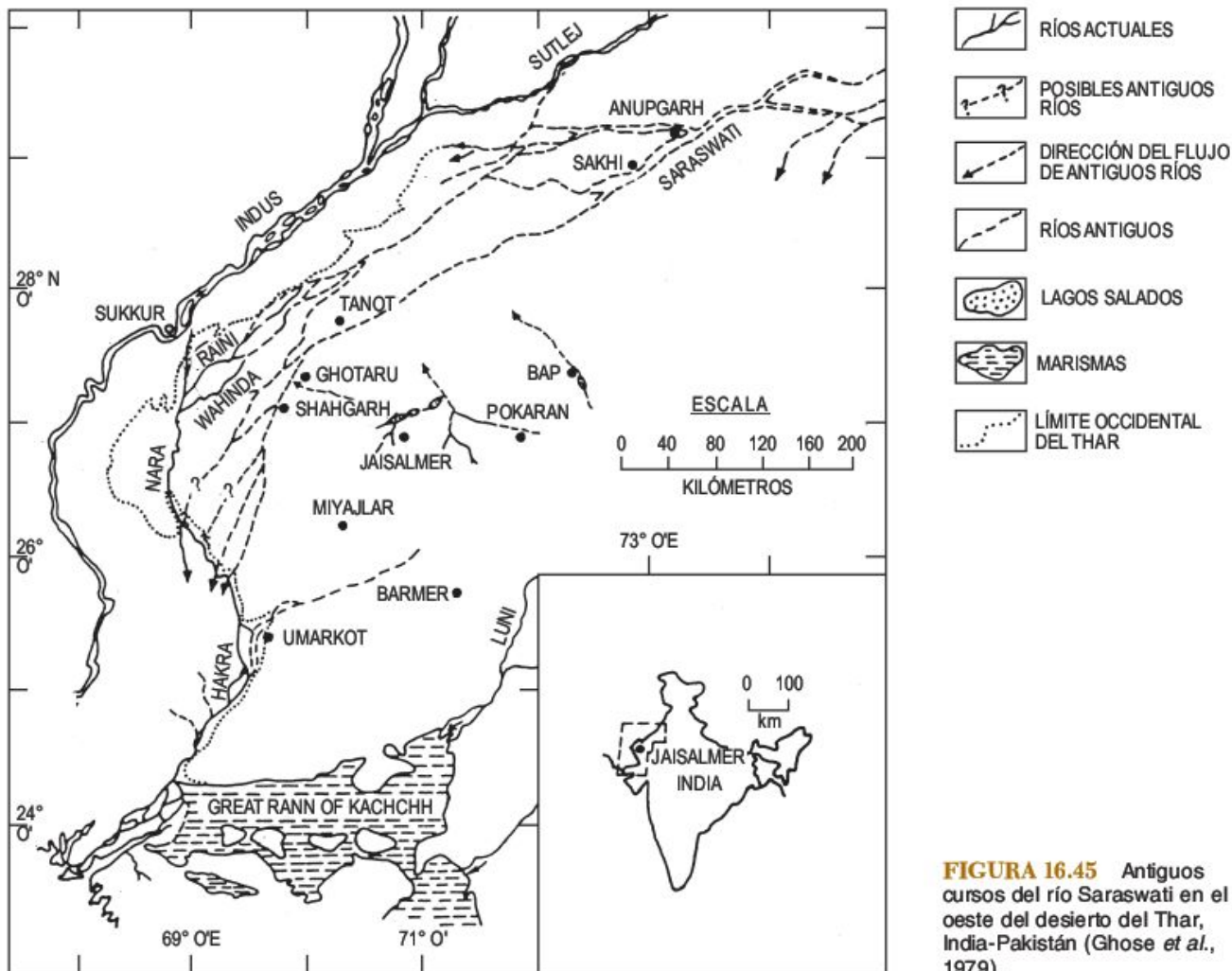
Los **hidrogramas**, que expresan la variación del caudal en función del tiempo, presentan una curva ascendente muy neta y una descendente que al principio también es pronunciada y luego se suaviza (Fig. 16.46). Estas bruscas variaciones del caudal en un tiempo muy breve son típicas de las zonas áridas. Las curvas de la figura corresponden a la estación de aforos de Las Tosquillas, unos kilómetros aguas abajo de Ugijar, en las Alpujarras de la provincia de Granada (Thornes, 1976). El hidrograma correspondiente al registro del 24-31 de agosto de 1969 presenta una ola de avenida prácticamente instantánea con un descenso de la curva igualmente súbito, típico en este área

de las crecidas debidas a fuertes lluvias de convección estivaes (Thornes, 1976).

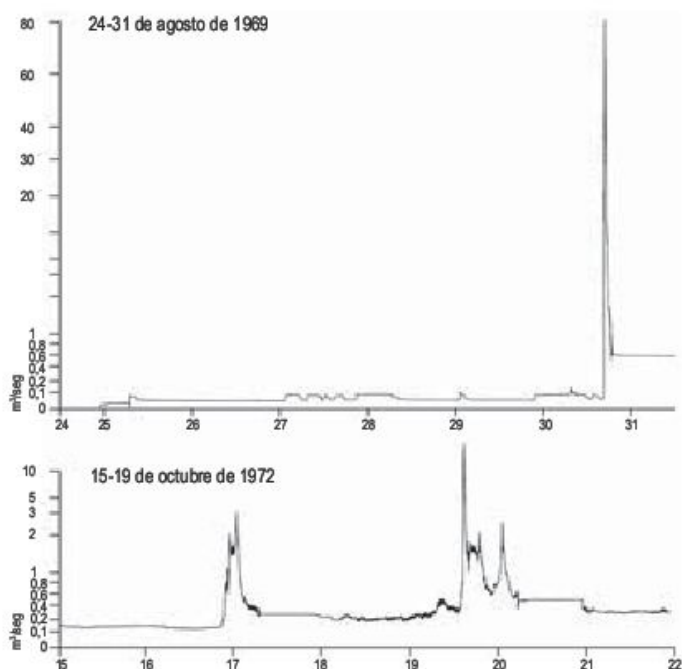
Las inundaciones en los ríos de las zonas secas son de cuatro tipos (Graf, 1988): inundaciones súbitas (*flash floods*), eventos con un único máximo, eventos con varios máximos e inundaciones estacionales. Los primeros se producen por lluvias de tormenta que ocupan diámetros pequeños de unos 8 km y se limitan a cuencas de 100 km<sup>2</sup> o menos. Se caracterizan porque parte de cero a un máximo en pocos minutos u horas y la respuesta es una ola que avanza por el canal con un frente brusco turbulento cargado de detritos. El ejemplo descrito de Ugijar corresponde a este tipo de inundaciones. Los sucesos con un único máximo tienen una mayor duración que los anteriores, desde unas horas a muchos días (Ward, 1978). Se producen por tormentas o frentes de borrascas que afectan a cuencas de miles de km<sup>2</sup>. Las de múltiples máximos obedecen a varias precipitaciones de tormentas o borrascas, como el registro de 15-19 de octubre del río Ugijar (Fig. 16.46). Se producen por varias tormentas o sistemas de borrascas sucesivas que afectan a una región determinada.

En los cursos de los ríos de las zonas áridas parte del agua se pierde por filtración y evaporación. Las inundaciones sobre pequeños cursos efímeros perduran durante cortos recorridos, mientras que en los ríos de mayor entidad pierden paulatinamente las aguas sobre todo por evaporación, con lo que disminuyen claramente su caudal, llegando incluso a producirse precipitaciones de sales en las márgenes (Fig. 16.47). Todo ello trae consigo que los picos de descarga disminuyan considerablemente aguas abajo. Estas pérdidas por transmisión se reflejan en las dos estaciones de aforo situadas en Walnut Gulch en Tombstone, Arizona (Renard y Keppel, 1966), separadas 10,9 km. La pérdida de caudal es del orden del 57% (Fig. 16.48).





**FIGURA 16.45** Antiguos cursos del río Saraswati en el oeste del desierto del Thar, India-Pakistán (Ghose *et al.*, 1979).

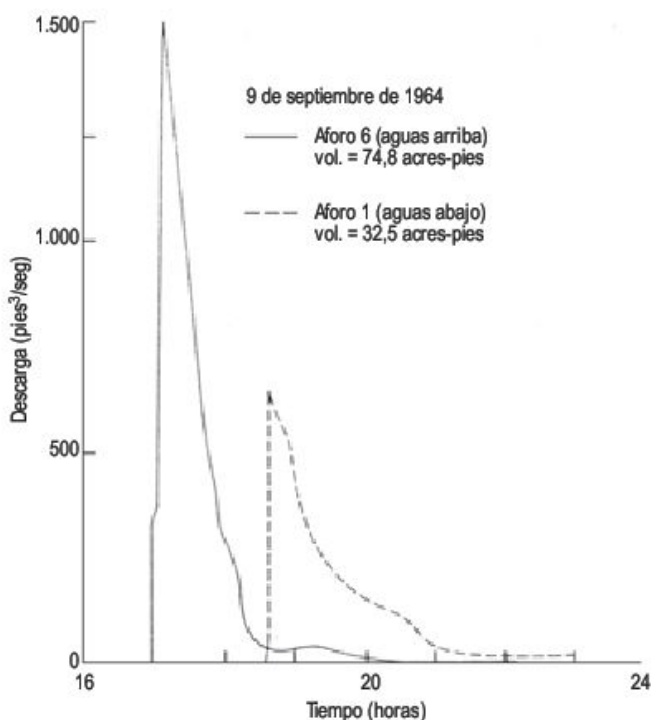


**FIGURA 16.46** Hidrogramas obtenidos en la estación de aforos de Las Tosquillas, río Ugijar. Alpujarras de la provincia de Granada (Thomes, 1976).





**FIGURA 16.47** Pérdidas por evaporación en un ouad, que conducen a la precipitación de sales en sus márgenes. Borde de la Sabkha Matti, Unión de Emiratos Árabes.



**FIGURA 16.48** Representación de dos hidrogramas obtenidos en dos estaciones de aforo separadas 10,9 km, durante una crecida en Walnut Gulch, Arizona. Las pérdidas por transmisión entre ambos fueron de un 57% (Renard y Keppel, 1966).

### 16.5.3 Escorrentía y transporte de sedimentos en las laderas

El agua de las precipitaciones se infiltra en los materiales existentes en la superficie del terreno hasta que se saturan de agua, es decir superan la capacidad de **infiltración**. La tasa a la que el agua penetra se denomina velocidad de infiltración y disminuye rápidamente al comienzo y se esta-

biliza con posterioridad. La infiltración está controlada por numerosos factores: tipo de lluvia (intensidad y energía cinética), textura y estructura del suelo, cobertura vegetal y pendiente del área. El impacto de las gotas de lluvia trae consigo un aumento de la compactación, lo que reduce la infiltración (Morin y Benyami, 1977). En las superficies con fragmentos rocosos estudiadas en laboratorio y en campo con simuladores de lluvia, la infiltración disminuye con el aumento de la cobertura de estos fragmentos (Poesen *et al.*, 1990; Abrahams y Parsons, 1991a). La infiltración también decrece lejos de los arbustos, en los que aumenta substancialmente debido al contenido en materia orgánica y restos vegetales (Lyford y Qashu, 1969). El desarrollo de biocostras (Talbot y Williams, 1978) y líquenes (Alexander y Calvo, 1990) disminuye igualmente la infiltración.

La **escorrentía** inicial se produce cuando la intensidad de la precipitación supera a la capacidad de infiltración. En los desiertos, por lo general, la escorrentía depende sobre todo de la intensidad de la precipitación, ya que la velocidad de infiltración es un factor más importante que el grado de saturación del suelo. En las zonas áridas predominan los eventos de tormenta, que superan rápidamente la velocidad de infiltración. Además, como la vegetación es muy escasa la interceptación es muy pequeña.

En las laderas de los desiertos prácticamente toda la escorrentía se produce bajo un flujo superficial, aunque también se reconoce en algunas áreas un flujo subsuperficial, pero tiene escasa incidencia. Foster y Meyer (1975) diferencian dentro de una ladera el flujo y la erosión producido en las zonas de interregueros (*interrills*) y en los regueros (*rills*). En ambos, la hidráulica y los mecanismos de erosión son diferentes. En las **áreas de interregueros** (Fig. 16.49) el agua se moviliza, por lo general, bajo un flujo laminar, que diverge y converge alrededor de los obstáculos que encuentra (fragmentos rocosos, vegetación). Como consecuencia la velocidad y profundidad del flujo





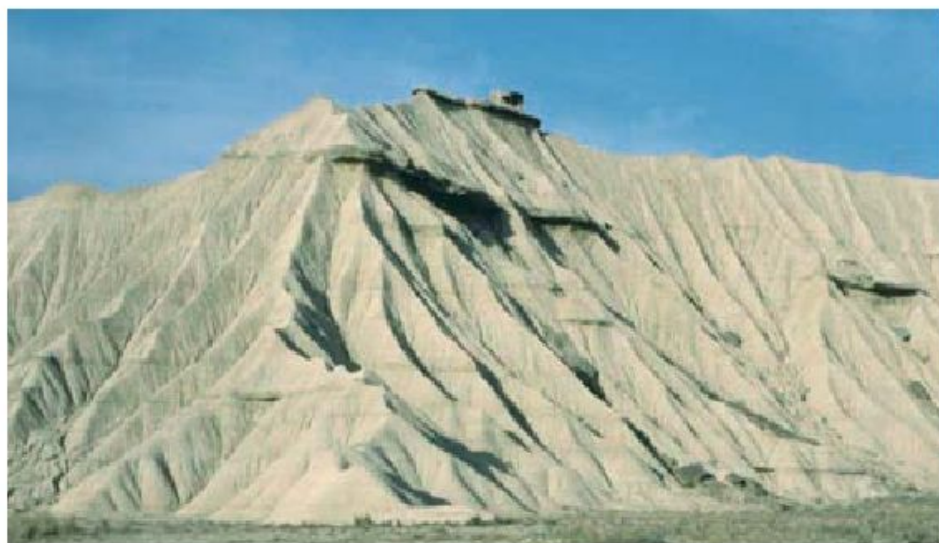
**FIGURA 16.49** Amplias zonas de interregueros separadas por pequeños barrancos (*gullies*) en materiales arcillosos cuaternarios. Las laderas aparecen afectadas por un intenso agrietamiento y, a su vez, presentan un desarrollo desigual de regueros. Las Bardenas Reales (Navarra). Depresión del Ebro.

varían enormemente en pequeñas distancias, lo que modifica el tipo de flujo (laminar, turbulento, de transición) (Abrahams *et al.*, 1994). Los **regueros** constituyen una de las características más notables de las laderas de las zonas áridas en materiales lábiles (Fig. 16.50). Los regueros presentan perfiles longitudinales y transversales, que afectan a la velocidad y tipo de flujo, aunque éste suele ser predominantemente turbulento (Gilley *et al.*, 1990). Las velocidades fluctúan entre 1-10 cm/seg, aunque varían enormemente a lo largo de su perfil longitudinal (Favis-Mortlock, 2004).

En relación con la erosión hídrica existen pocos datos sobre las laderas en las zonas áridas. Saunders y Young (1983) recopilan las tasas de erosión en laderas. Para climas semiáridos el rebajamiento supera 2 cm/año (Gutiérrez *et al.*, 1995; Sirvent *et al.*, 1997), mientras que en las regiones áridas los valores son del orden de 0,01 mm/año. En zonas semiáridas y para materiales fácil-

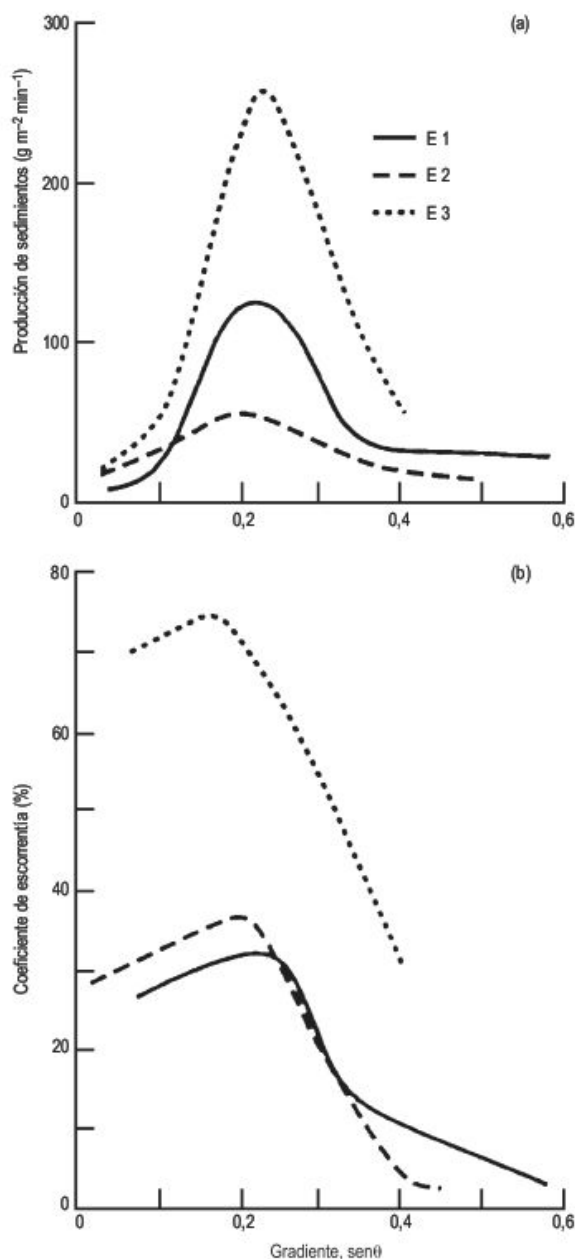
mente erosionables las tasas de denudación son las más altas del mundo.

Se reconocen varios factores que controlan la intensidad de la erosión en las laderas desérticas. El factor pendiente lo analizan Abrahams y Parsons (1991b) en su estudio con lluvias simuladas en tres estaciones experimentales con distintas litología y vegetación. Cuando la inclinación es inferior a 12° la escorrentía aumenta muy lentamente; la producción de sedimentos se incrementa con la pendiente, debido al componente gravitatorio (Fig. 16.51). Si las laderas superan los 12° la escorrentía disminuye rápidamente, a medida que aumenta la pendiente. Esta disminución compensa el incremento debido a la componente gravitatoria, por lo que la producción de sedimentos desciende. La relación entre cobertera de fragmentos rocosos y producción de sedimentos ha sido estudiada en parcelas por Simanton *et al.* (1984) para pendientes similares obteniendo correlaciones negativas que



**FIGURA 16.50** Desarrollo de regueros en materiales arcillosos miocenos con lentejones de areniscas en un modelado en cárcavas. Las Bardenas Reales (Navarra). Depresión del Ebro.



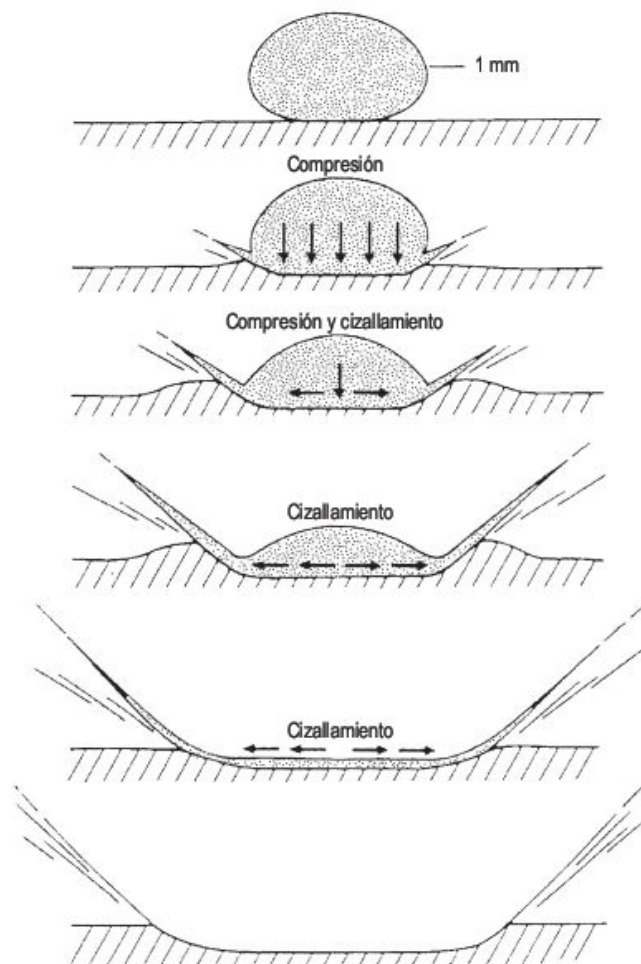


**FIGURA 16.51** Curvas de producción de sedimentos (a) y de coeficiente de escorrentía (b) en relación con la pendiente para tres conjuntos de experimentos, denominados  $E_1$ ,  $E_2$  y  $E_3$ , en Walnut Gulch (Arizona). Los experimentos sobre las parcelas  $E_1$  y  $E_2$  se realizaron sobre aluviones cuaternarios y la vegetación se eliminó en  $E_1$ . En  $E_3$  las parcelas se instalaron sobre la Formación Bisboe, constituida por alternancia de calizas y pizarras metamórficas del Cretácico inferior (Abrahams y Parson, 1991b).

se deben a numerosos factores. Sin embargo, en experimentos de laboratorio, Poesen y Lavee (1991) encuentran correlaciones positivas, cuando los cantos son mayores de 5 cm. Por otra parte, la erosión se incrementa después de los periodos secos y disminuye durante los húmedos, por el efecto protector de la cobertera vegetal sobre el impac-

to de las gotas de lluvia y también por la disminución del flujo superficial.

Uno de los procesos más importantes, que afecta sobre todo a las zonas de interregueros, es el de **impacto y salpicadura por las gotas de lluvia** (*rainsplash*), ya que proporciona material movilizable por el flujo laminar. Cuando una gota de lluvia llega al suelo (Fig. 16.52), el impacto que produce genera un pequeño cráter por compresión y las partículas arrancadas se esparcen por la superficie por cizallamiento. Cuanto mayor sea la energía cinética de la gota más importante es el efecto de salpicadura. Si existe una delgada película de agua sobre la superficie se incrementa la dispersión de las partículas y ésta es máxima si el espesor de lámina de agua es igual al diámetro de la gota de agua (Palmer, 1963). En superficies horizontales, la distancia a la que el material es eyectado disminuye exponencialmente desde el punto del impacto (Savat y Poesen, 1981; Torri *et al.*, 1987). El impacto y la salpicadura son más efectivos cuando aumenta la pendiente (Ellison, 1944) y la velocidad del viento. Esta modifica en gran parte la trayectoria de las partículas arrancadas. También ejercen una



**FIGURA 16.52** Esquema del impacto y salpicadura por gotas de lluvia (*rainsplash*) (Al-Durrah y Bradford, 1982).



influencia sobre este proceso, entre otros, la cobertura de vegetación, el tamaño y porcentaje de las partículas superficiales, el contenido en materia orgánica, química del suelo y estabilidad de los agregados (Scoging, 1989). El impacto y salpicadura por gotas de lluvia es un factor importante que afecta al suministro de partículas al flujo laminar y al transporte de las mismas de las áreas de interregueros a los regueros (Bryan, 1987, 2004).

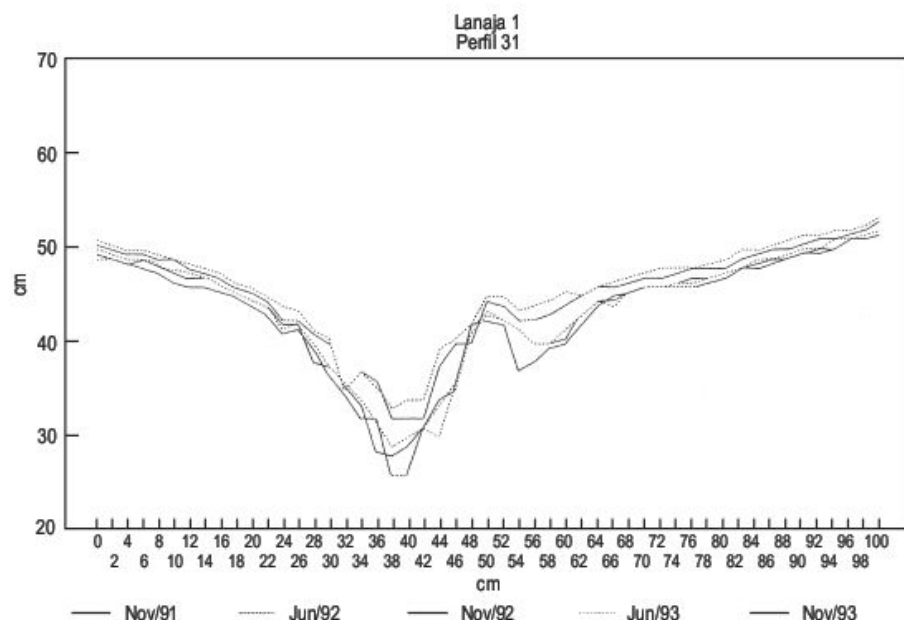
### 16.5.4 Erosión hídrica en las laderas

La erosión por flujo superficial puede realizarse por flujos laminares o por regueros. Según Leopold *et al.* (1966) el 98% de la producción de sedimentos en un área semiárida de Nuevo Méjico, durante un periodo de diez años, procedió de las laderas sin regueros. En ambientes de mayor precipitación, Dunne (1980) no encuentra regueros en laderas muy largas de Kenia y lo confirma en experimentos de campo con lluvia simulada (Dunne y Dietrich, 1980). Igualmente, Emmett (1978), en Wyoming, indica que algunas laderas no presentan regueros y pueden sufrir una degradación uniforme por erosión laminar. Mientras que la erosión en regueros no ha recibido mucha atención, la **erosión interregueros** ha sido intensamente estudiada por numerosos autores, que han enfatizado sus investigaciones sobre la interacción del impacto y salpicaduras por gotas de lluvia y la erosión laminar, tanto en experiencias de campo como de laboratorio, teniendo en cuenta la pendiente y las propiedades físicas, químicas y mineralógicas de los suelos. Todo ello indica que los procesos y tasas de erosión interregueros son extremadamente complejos y variados, dependiendo de factores extrínsecos tales como intensidad de la precipitación, tamaño de la gota de lluvia y presencia o ausencia de viento y, de factores intrínsecos, como la textura del suelo, características de los agregados, rugosidad

de la superficie, susceptibilidad al agrietamiento y presencia y densidad de restos orgánicos (Bryan, 1987).

La **erosión por regueros** se produce fundamentalmente por arranque de partículas del suelo por flujo concentrado y afecta a una pequeña parte de la superficie terrestre (Bowyer-Bower y Bryan, 1986). Los regueros pueden desarrollarse cuando la escorrentía se concentra en pequeñas irregularidades topográficas. Sin embargo, la erosión por regueros no comienza hasta que la capacidad erosiva del flujo supera la resistencia del suelo al arranque de partículas, de modo que la escorrentía puede fluir una distancia considerable por la ladera hasta que se desarrolla el reguero (Meyer, 1986). Una vez formado el reguero, el flujo se incrementa rápidamente, por lo que la erosión por regueros aumenta con la longitud de la ladera. También los regueros pueden progresar por retroceso de su cabecera, siendo sus mecanismos muy complejos (Bryan y Poesen, 1989).

Dunne y Aubry (1986) estiman que la dinámica de los sistemas de regueros puede explicarse por el balance entre la intensidad de los procesos de regueros e interregueros o por los procesos de flujo laminar y de impacto y salpicadura por gotas de lluvia. Cuando este último no existe, el flujo laminar llega a ser inestable, pero si actúan las partículas arrancadas de los interregueros tienden a rellenar y eliminar los regueros. Todo esto indica unas variaciones espaciales y temporales, que reflejan las fluctuaciones en la efectividad de estos procesos. En las investigaciones llevadas a cabo sobre las variaciones temporales de las secciones transversales de regueros, con perfiladores microtopográficos, en la Estación experimental de Lanaja (provincia de Huesca), se encuentra que en las épocas con precipitaciones de escasa magnitud los regueros se rellenan de partículas, al ser incapaces de generar una escorrentía que transporte el material suelto del fondo del reguero (Fig. 16.53). Por el contrario, en los pe-



**FIGURA 16.53** Perfiles microtopográficos seriados en el tiempo, correspondientes a la sección n.º 31 de la Parcela Experimental de Lanaja-1 (provincia de Huesca), instalada sobre una ladera constituida por argilitas miocenas de la Depresión del Ebro (Sirvent *et al.*, 1997).



riodos que predominan las lluvias convectivas de gran magnitud e intensidad, la escorrentía generada por las mismas posee un gran poder erosivo. En un periodo de dos años, algunos regueros, constituidos por argilitas mioceñas, se han encajado 5 cm en su lecho primitivo (Sirvent *et al.*, 1997). Todo ello indica la importancia de las variaciones temporales y la dependencia de los regueros de los procesos interregueros, así como la variabilidad de la intensidad del flujo de los regueros.

También se reconocen otros procesos distintos en la génesis de los regueros. En las argilitas pueden originarse microconductos subsuperficiales (*micropipes*) que en su evolución por colapsos terminan por aflorar y convertirse en regueros (Fig. 16.54) (Bryan *et al.*, 1978; Gutiérrez *et al.*, 1988). Otras veces, se originan a favor de las intersecciones de las grietas de microrregueros (Fig. 16.55) (Haigh, 1978; Gutiérrez *et al.*, 1988). En litologías arcillosas en las que alternan capas con diferente capacidad de hinchamiento, se pueden desarrollar regueros que se pierden en estratos con elevado contenido en arcillas hinchables. El hinchamiento va acompañado por el desarrollo de grietas, separadas por micromontículos, que se les conoce como estructura en *popcorn*, la cual posee una gran capacidad de infiltración (Fig. 16.56). En Dinosaur Badlands, zona semiárida de Alberta (Canadá), se originan regueros en los micropedimentos como respuesta a condiciones hidráulicas del flujo superficial (Hodges, 1982). En el mismo área, Bowyer-Bower y Bryan (1986) observan el desarrollo de regueros por disolución en limolitas resistentes.

El **ping** o **tunnelling** (Fig. 16.54), muy frecuente en medios semiáridos, se puede definir como el desarrollo natural de un drenaje subsuperficial en rocas clásticas y consiste en la movilización de partículas sólidas que se transportan en suspensión por el agua (Parker, 1963). El ping se localiza preferentemente en áreas cuyos climas presentan fuertes contrastes estacionales y sobre todo una gran variabilidad en la precipitación, tales como los climas mediterráneos (Jones, 1981, 2004; Bryan y Yair, 1982). El pi-



**FIGURA 16.54** Conductos subsuperficiales (*pipes*), colapsos y puentes en argilitas holocenas, que en su evolución desarrollan regueros o pequeños barrancos. Lupiñén (provincia de Huesca). Depresión del Ebro.

ping resulta de una compleja combinación entre numerosos factores (Stocking, 1976; Bryan y Yair, 1982; Gutiérrez *et al.*, 1997).



**FIGURA 16.55** Pequeños regueros desarrollados a lo largo del sistema de grietas en argilitas holocenas. Lupiñén (provincia de Huesca). Depresión del Ebro.





**FIGURA 16.56** Desarrollo de regueros en argilitas, a media ladera que se pierden en el estrato con estructura en *popcorn*. Cuesta del Viento, Colola (provincia de San Juan, Argentina). Precordillera de los Andes.

El agrietamiento por desecación es uno de los factores más importantes en la generación del piping (Parker *et al.*, 1990) y alcanza una gran intensidad con la existencia de arcillas hinchables (Parker y Jenne, 1967). En verano, los materiales se contraen y con las lluvias de tormenta se rellenan las grietas y las arcillas pueden dispersarse (Marshall y Workman, 1977). Con un gradiente hidráulico adecuado llegan a moverse (Fletcher y Carroll, 1948; Jones, 1981, 2004). De esta forma, las grietas al ensancharse se convierten en *pipes*. Estos se encuentran en zonas aplanadas incididas por la red fluvial y en las laderas. Cuando existe un gran contraste de relieve pueden generarse grandes galerías y pseudodolinas por colapso, como puede observarse en el área de Lupiñén (provincia de Huesca) (Figs. 16.57 y 16.58), que asemejan un paisaje kárstico (Gutiérrez *et al.*,

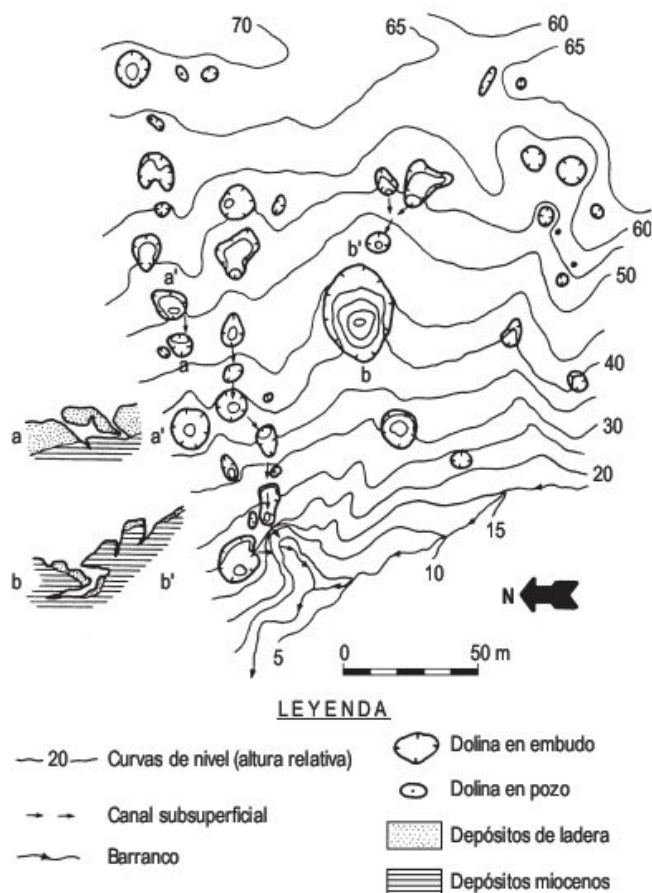
1988). Los continuos hundimientos del techo de las galerías producidas por piping (Harvey, 2004a) pueden dar lugar a la generación de barrancos (*gullies*), cuyo origen lo atestigua la presencia de arcos naturales en materiales detríticos (Fig. 16.59). Estos colapsos también incrementan la velocidad de retroceso de las cabeceras de los barrancos (Crouch, 1983). Por otra parte, el piping crea inestabilidad en las laderas y coadyuva a la generación de deslizamientos (Pierson, 1983).

Ya hemos indicado que la presencia de arcillas hinchables es un factor muy importante en el desarrollo del piping, pero no es imprescindible su presencia para que se produzca hinchamiento (Jones, 1981). En ambientes ricos en sodio, las illitas y otros minerales de la arcilla también se hinchan (Imeson *et al.*, 1982), llegando a producirse hin-



**FIGURA 16.57** Agrupación de pseudodolinas en embudo, desarrolladas por piping sobre potentes depósitos de ladera. Lupiñén (provincia de Huesca). Depresión del Ebro.





**FIGURA 16.58** Mapa de pseudodolinas producidas por piping en depósitos de ladera. Lupiñén (provincia de Huesca). Depresión del Ebro (Gutiérrez *et al.*, 1988).

chamientos del 10-12% (Benito *et al.*, 1993b; Gutiérrez *et al.*, 1995). Pero la principal propiedad que controla la susceptibilidad al piping es el contenido de cationes de  $\text{Na}^+$  disueltos en el agua de los poros, con respecto a la suma de

los cationes de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (Sherard y Decker, 1977). Estos valores se obtienen calculando las cantidades existentes de estos cationes en el extracto de pasta saturada. Una vez conocidos se calcula el porcentaje de sodio intercambiable (ESP) o la relación de absorción de sodio (SAR). Las arcillas con un ESP superior a 15 (McIntyre, 1979), o un SAR por encima de 5 (Aitchinson y Wood, 1965), son muy susceptibles al piping y presentan pH básicos (valores entre 8-10). Además, los suelos con elevado contenido en sodio facilitan la dispersión de las arcillas (Heede, 1971). El diagrama de Sherard (Sherard *et al.*, 1972a) establece la diferenciación de campos dispersivos en relación con el contenido en sodio (Fig. 16.60). Los puntos situados en el campo de la dispersión son susceptibles al piping (Benito *et al.*, 1993b; Gutiérrez *et al.*, 1997). El estudio de las propiedades físicas, químicas y mineralógicas de los materiales es importante en ingeniería civil, sobre todo en la construcción de presas de tierra, ya que algunas se han desintegrado por piping (Jones, 1981, 2004; Parker *et al.*, 1990). Si el ESP es elevado, sus valores pueden reducirse con la adición de calcio, bajo la forma de yeso o cal (Heede, 1971; Stocking, 1976), con lo que se dificultan los procesos de piping.

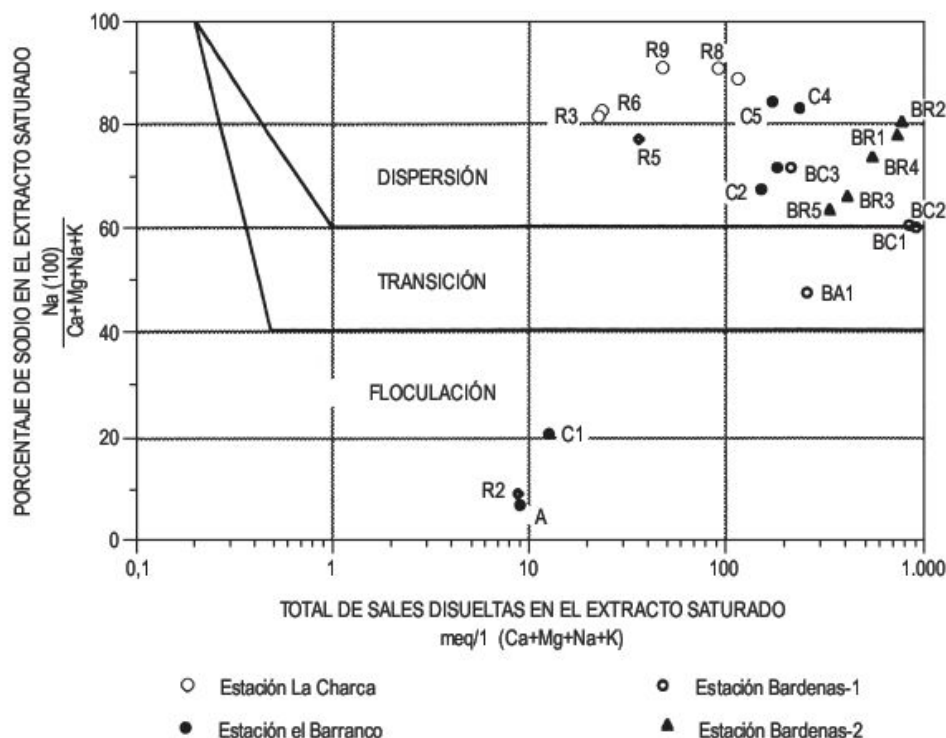
### 16.5.5 Procesos y formas fluviales

Los principales procesos que derivan de la actuación de las aguas de escorrentía superficial canalizadas son la erosión de su cauce y el transporte y la sedimentación de partículas. Las modificaciones de las secciones de los cauces durante las crecidas suelen con frecuencia ser espectaculares (Fig. 16.61), con importantes excavaciones y rápidas acreciones (Leopold *et al.*, 1964). Por otra parte, los medios semiáridos constituyen zonas de máxima erosión (Langbein y Schumm, 1958; Fournier, 1960; Corbel, 1964), en los que existen suficientes precipitaciones y un porcentaje de cobertura vegetal adecuada, lo que facilita la producción de sedimentos.

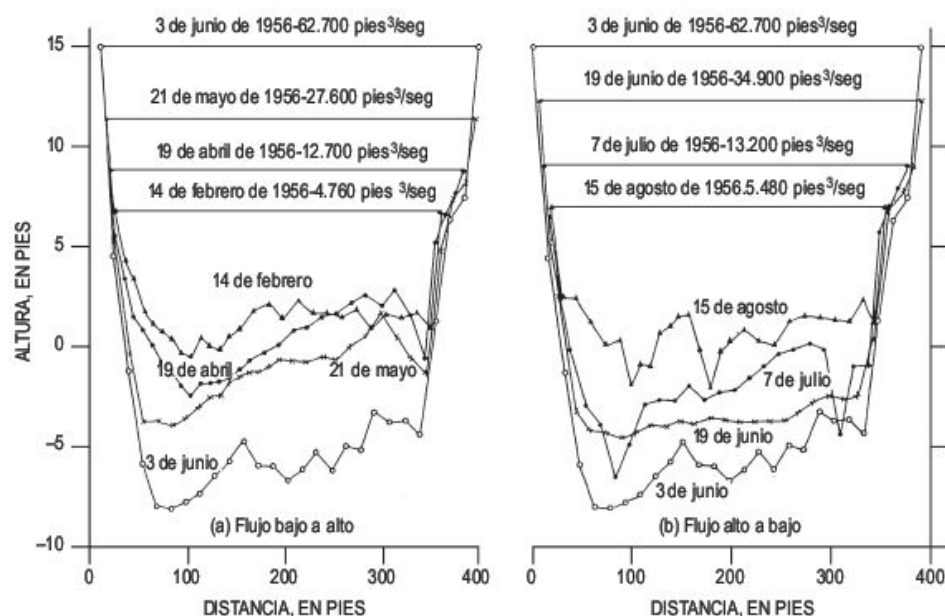
**FIGURA 16.59** Puente natural producido por procesos de piping. El barranco se ha generado por sucesivos hundimientos. Barranco del Tormillo o de la Clamor Vieja. El Tormillo (provincia de Huesca). Depresión del Ebro.







**FIGURA 16.60** Diagrama de Sherard en el que la mayoría de los puntos proyectados indican dispersión para altos porcentajes de sodio, respecto al total de sales disueltas en el extracto de saturación (Gutiérrez *et al.*, 1997).



**FIGURA 16.61** Excavación y relleno posterior durante la etapa de fusión de las nieves primaverales en el río Colorado, en Lees Ferry (Arizona) durante 1956. (a) Flujo bajo a alto y (b) flujo alto a bajo (Leopold *et al.*, 1964).

La energía de un curso fluvial se gasta en parte en la **erosión** del canal. Los procesos que actúan en los lechos rocosos son la corrosión química, o disolución de las rocas; la corrosión o rotura mecánica de la roca por los fragmentos transportados, pudiendo generar pilancones; la movilización de bloques por arrastre o levantamiento hidráulico y, finalmente, la cavitación en la que la rotura de la roca se produce por burbujas rellenas de vapor de agua en corrientes a gran velocidad, que golpean la roca y llegan a romperla.

Los canales pueden alargarse por erosión remontante, habiéndose medido retrocesos de cabecera de 0,46-0,79 m/año (Leopold *et al.*, 1964). También pueden ensancharse por erosión de sus márgenes, con frecuencia por socavación basal, y por desprendimientos (Fig. 16.62) o movimientos de masa de material saturado. Los canales, además de crecer longitudinalmente y ensancharse, profundizan su lecho generando a veces profundas gargantas (Fig. 16.63). Algunos ríos desérticos presentan rupturas en su perfil longitudinal (*knickpoints*) (Fig. 16.64), en las que





**FIGURA 16.62**  
Desprendimientos de grandes bloques de caliza por socavación basal. Cañón de Nahal Zin, desierto del Negev (Israel).

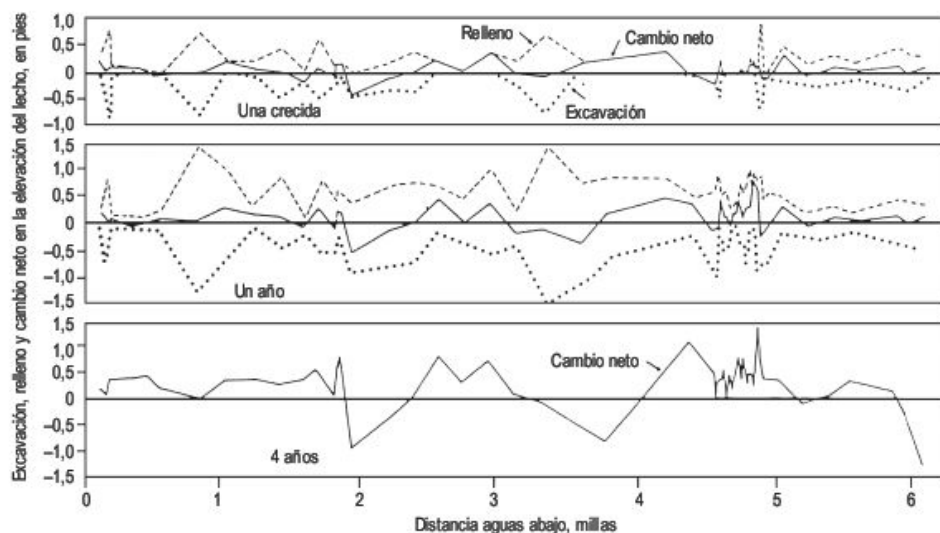


**FIGURA 16.63** Garganta del Todra. Alto Atlas Central (Marruecos). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 16.64** Ruptura en el perfil longitudinal (*knickpoint*) por erosión diferencial en el que el banco potente de calizas cretácicas es más resistente a la erosión. Se observa también la socavación basal por la caída en cascada del agua. Cañón del Nahal Zin, desierto del Negev (Israel).



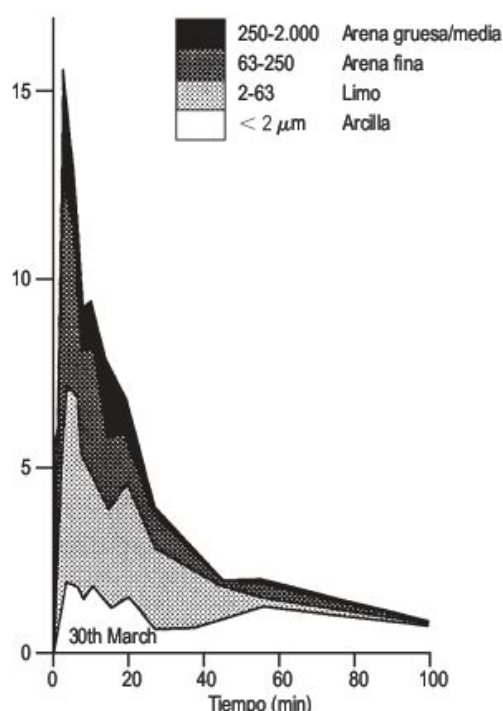


**FIGURA 16.65** Perfiles longitudinales en los que se representa la excavación y el relleno para diferentes períodos en el Arroyo de los Frijoles, Nuevo Méjico (Leopold *et al.*, 1966).

el agua al caer en cascada da lugar a pequeñas depresiones cerradas y socavación en la base, que ayuda al colapso de las paredes y al retroceso del *knickpoint* (Bull, 1997). Este retroceso es intermitente y catastrófico, al estar en relación con avenidas esporádicas.

Como en las zonas semiáridas se tiene una gran producción de sedimentos, los cursos fluviales en sus momentos de actividad transportan una gran carga de sedimentos, que puede alcanzar valores del 68% en peso, tal como señala Bondurant (1951) para el río Puerco, Nuevo Méjico. El transporte de sedimentos en los canales fluviales se realiza por suspensión, saltación y tracción. A estos dos últimos se les considera como carga de fondo. Los ríos perennes transportan elevada carga en suspensión, mientras que en los cursos efímeros predomina la carga de fondo, la cual en zonas áridas, como el Nahal Yael (Sur de Israel), alcanza hasta el 87% de la carga total.

Uno de los rasgos sorprendentes de los cursos efímeros es que durante una crecida excavan el lecho una cierta cantidad y se rellena aproximadamente con la misma cantidad de sedimento durante el descenso de la avenida. Esto ha sido puesto de manifiesto en el Arroyo de los Frijoles, en Nuevo Méjico (Leopold *et al.*, 1966) (Fig. 16.65). La excavación y el relleno se producen tanto en arenas como en gravas y sugiere un estado de equilibrio dinámico (Chorley y Beckinsale, 1980). Ahora bien, la excavación lleva consigo una exportación de material detrítico del lecho, que se transporta por escorrentía. Se ha demostrado que la distribución de tamaños de la carga en suspensión varía con la velocidad del agua o con el caudal en ríos desérticos, al contrario que en los ríos perennes (Frostick *et al.*, 1983) (Fig. 16.66). El estudio de la carga de fondo es complicado. Si se utilizan trampas en el lecho (Fig. 16.67) se introducen disturbios en los procesos de transporte. La utilización de partículas pintadas (Leopold *et al.*, 1964) y, mejor todavía, de fragmentos magnetizados, en los que se introduce en el canto un imán, permite encontrar los clas-



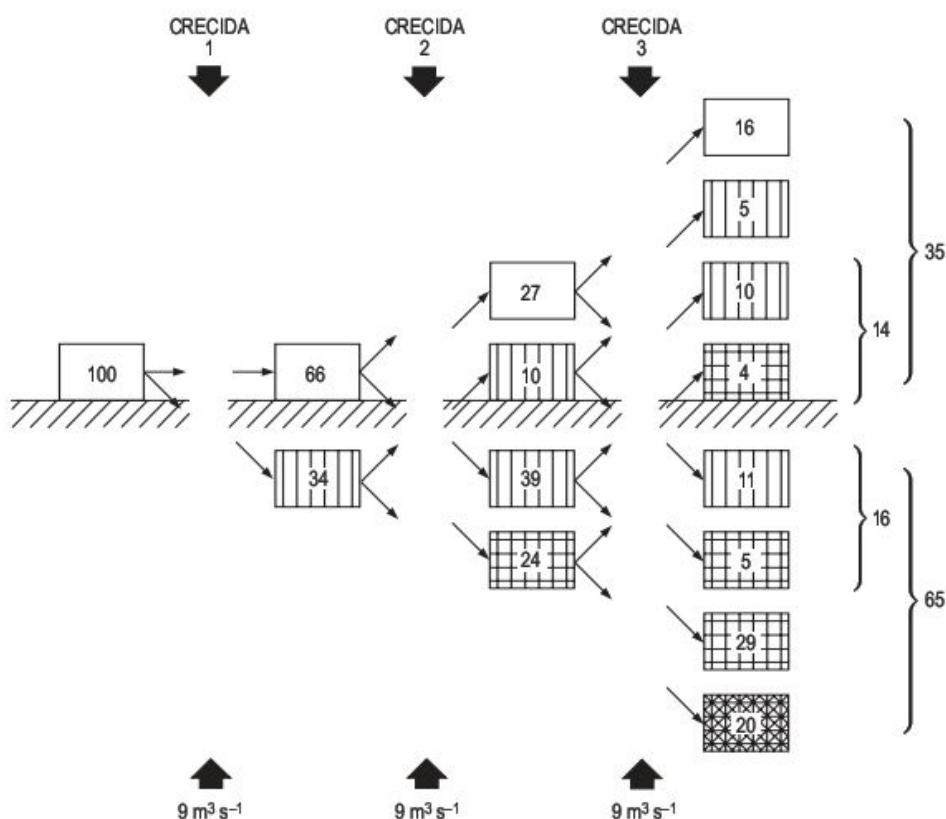
**FIGURA 16.66** Concentración de sedimentos en suspensión, por su tamaño de grano, durante una crecida en la cuenca Il Kimere, Kenia (Frostick *et al.*, 1983).

tos después del flujo con un localizador magnético y estudiar el movimiento de estos cantos marcados. Leopold *et al.* (1966) encuentran movimientos de cantos hasta 3 km aguas abajo durante una crecida en un canal predominantemente arenoso. Schick *et al.* (1987) en un canal de gravas, utiliza cantos marcados y un detector que localiza dónde están enterrados. A lo largo de varias crecidas pone de manifiesto la importancia de la excavación y relleno y la transferencia de partículas enterradas hacia la superficie y viceversa (Fig. 16.68).





**FIGURA 16.67** Trampa de malla de alambre para la retención de carga de fondo en un curso intermitente. Estación Experimental de Nahal Yael, Eilat (Israel).



**FIGURA 16.68** Clastos de gravas marcados enterrados y exhumados durante el transporte por tres crecidas sucesivas en el Nahal Hebron, Israel. Los clastos marcados fueron colocados inicialmente en la superficie del lecho de gravas (Schick *et al.*, 1987).

Un modelo típico de cursos efímeros aparece descrito por Bull (1991, 1997) para arroyos del suroeste de Estados Unidos. Este autor encuentra una secuencia que se repite a lo largo del curso con alternancia de tramos con dominio de procesos de agradación y degradación. La secuencia descrita es la siguiente: cabeceras verticales (Fig. 16.69) que concentran un flujo laminar, un canal de paredes verticales que acarrea el flujo hasta el ápice de un canal en abanico (*channel fan*), canales de distribución trenzados

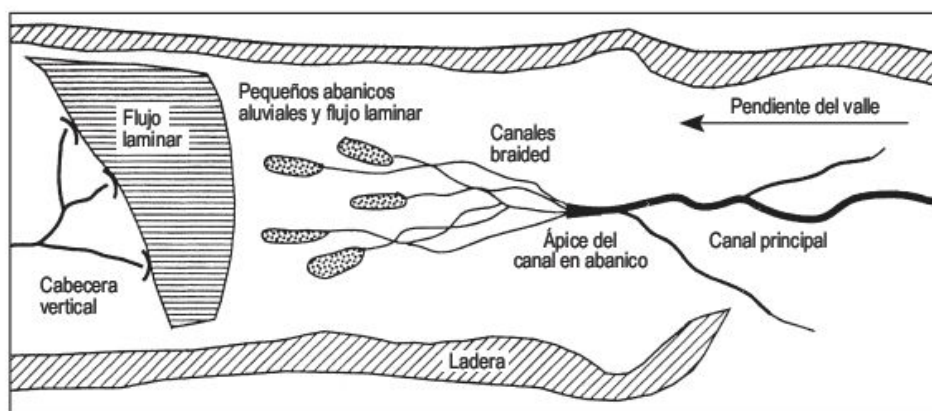
que terminan en una zona de flujo laminar divergente y se cierra la secuencia con el flujo laminar convergente que drena hacia una cabecera vertical (Fig. 16.70).

La sedimentación de la carga transportada por los cursos fluviales en las zonas áridas se produce, como en otras zonas morfoclimáticas, en canales de tipo recto, meandri-forme y trenzado, pero también se deposita a partir de flujos no confinados en glaciares y abanicos aluviales, que serán analizados en otro apartado.





**FIGURA 16.69** Cabecera vertical en un curso efímero encajado en un relleno de valle sobre materiales predominantemente yesíferos. Barranco de Villafranca. Villafranca de Ebro (provincia de Zaragoza). Depresión del Ebro.



**FIGURA 16.70** Típicos tramos erosivos y deposicionales de un canal en abanico en un curso efímero discontinuo (Bull, 1997).

### 16.5.6 Rellenos de valle y canales encajados

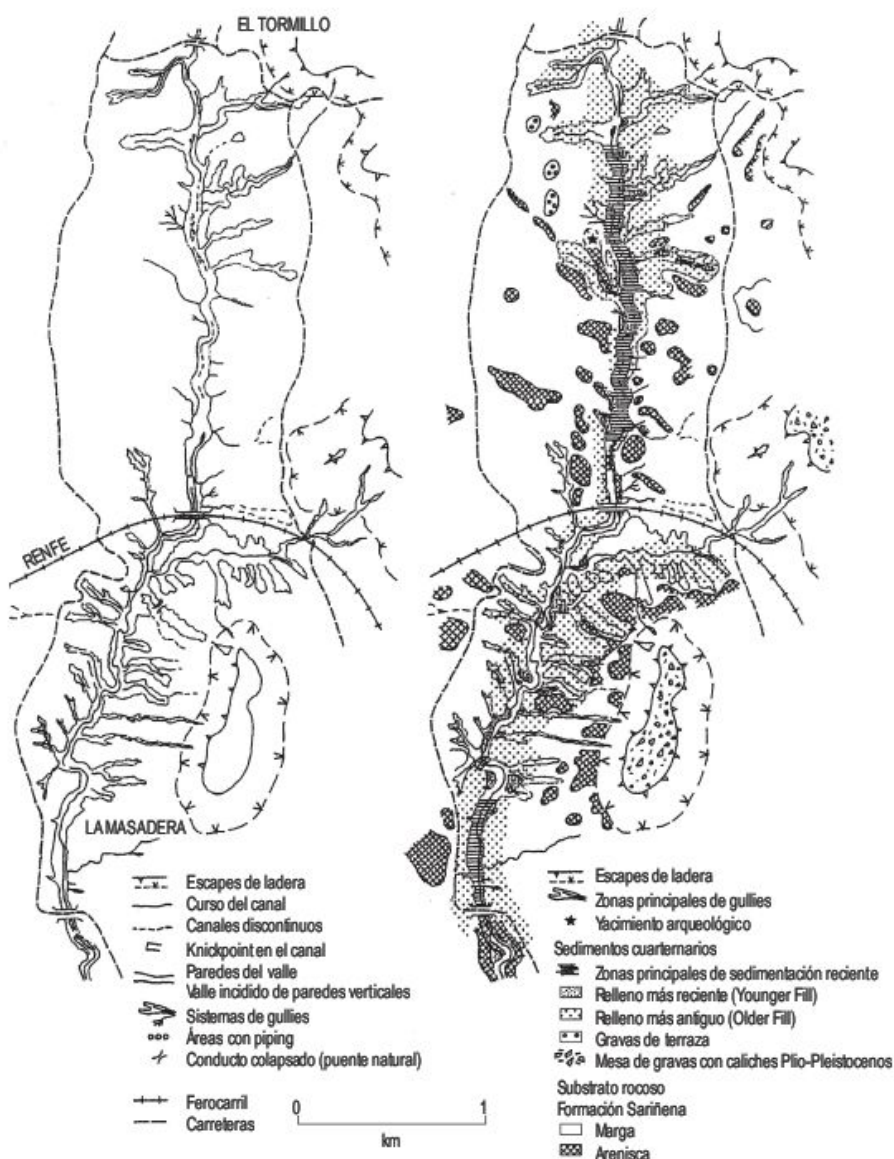
Uno de los rasgos más característicos de muchas zonas semiáridas viene dado por la existencia de rellenos aluviales y barrancos encajados en los mismos. Esto supone la alternancia de una etapa de acumulación seguida por otra de excavación, interpretadas en muchos casos como originadas por cambio climático (Leopold, 1994; Harvey y Gutiérrez, 2005). Cuando estas alternancias se suceden en el tiempo se desarrollan sistemas de terrazas (Fig. 16.71). En El Tormillo (Depresión del Ebro, España) el relleno más antiguo (*Older Fill*) comienza al menos en el Holoceno inferior y continúa hasta 6.000 cal BP y el más reciente (*Younger Fill*) es de la Edad del Hierro (Harvey y Gutiérrez, 2005) (Fig. 16.72). La incisión tiene lugar cuando la fuerza de la erosión ejercida por las aguas del flujo concentrado supera la resistencia de los materiales por los que discurre (Schumm *et al.*, 1984). Este encajamiento nos puede generar barrancos (*gullies*) continuos y discontinuos (Fig. 16.73). Estos últimos están en relación con un umbral de pendiente en la que el barranco no tie-

ne la suficiente capacidad de transporte para seguir progresando (Schumm y Hadley, 1957). En el suroeste de Estados Unidos, los barrancos de paredes verticalizadas se denominan arroyos, que equivale a lo que en España denominamos ramblas. Estas morfologías han sido objeto de numerosos estudios en esa región (Cooke y Reeves, 1976), en los que se buscan las causas de la incisión. Se aducen cambios climáticos con tendencia a mayor aridez (Antevs, 1952; Leopold, 1976, 1994; Harvey y Gutiérrez, 2005) y precipitaciones de elevada intensidad y baja frecuencia. La disminución del porcentaje de cobertura vegetal en zonas semiáridas, incluso en otras zonas climáticas (Chiverrell *et al.*, 2007) por sobrepastoreo y exceso de construcciones y vías de comunicación (*overfarming*) se ha indicado como una de las causas fundamentales en el desencadenamiento de las incisiones (Chiverrell *et al.*, 2007). La colonización del Oeste de los Estados Unidos constituye uno de los ejemplos más significativos y mejor estudiados (Cooke y Reeves, 1976). La disminución de la cubierta vegetal, unida a tormentas importantes, fue la causa de que algunos barrancos incidieran más de 50 m. Este proceso erosivo tuvo lugar entre





**FIGURA 16.71** Dos niveles de terraza, cuya edad para el más alto es de Holoceno inferior y continúa hasta 6.000 cal. BP y la más baja de la Edad del Hierro. El Tormillo (provincia de Huesca). Depresión del Ebro.



**FIGURA 16.72** Mapas detallados al sur de El Tormillo. Izquierda: morfología, drenaje y redes de gullies. Derecha: substrato y geología del Cuaternario (Harvey y Gutiérrez, 2005).





**FIGURA 16.73** Pequeños barrancos discontinuos en una ladera entre Rodeos y San José de Jachal (provincia de San Juan, Argentina). Precordillera de los Andes.

1850 y 1920 y especialmente en el periodo de 1870 a 1890 y, como consecuencia de esta nueva situación ambiental, muchos de los colonos se vieron obligados a dirigirse a zonas más favorables. Es muy posible que la

incisión y el relleno de las ramblas o arroyos obedezca a numerosas causas y que las épocas de estos eventos hayan cambiado de un lugar a otro y cada rambla tenga su propia historia (González, 2001).







# 17

## Geomorfología de las zonas áridas II

### CONTENIDO

- 17.1. Las laderas en zonas áridas
- 17.2. Los piedemontes de las regiones áridas: glaciares
- 17.3. Lagos desérticos: playas y sebkhas
- 17.4. Geomorfología aplicada a las zonas áridas



# 17.1

## Las laderas en zonas áridas

En estas regiones la producción de partículas por meteorización es generalmente algo más baja que la movilización de estos detritos por escorrentía superficial o por el viento. Evidentemente, la cobertura de vegetación, estrechamente relacionada con el clima, ejerce una influencia manifiesta en este balance. Por eso, podemos señalar que el grado de aridez controla el balance entre suministro y evacuación de partículas. Sin embargo, en los desiertos fríos montañosos, donde la crioclastia es el proceso dominante, la generación de gelifractos es superior a la exportación de los mismos, sobre todo si la aridez es acusada y, como consecuencia, la erosión hídrica es poco importante e incapaz de movilizar todos los clastos producidos.

Aunque la influencia del clima y de la vegetación es evidente en la evolución de las laderas desérticas, la constitución litológica de las mismas, junto con la densidad de los planos de discontinuidad existentes, son los factores más fundamentales en el desarrollo del modelado de las laderas bajo estos ambientes áridos. Estas características geológicas afectan muy directamente a la actividad e intensidad de los procesos de meteorización. Por consiguiente, estos factores imprimen un carácter determinante y posibilitan la diferenciación de tres tipos de laderas elaboradas sobre rocas cristalinas: formaciones estratificadas (Fig. 17.1) y materiales fácilmente erosionables (Mabbutt, 1977). Algunos autores denominan a este primer tipo laderas en rocas masivas y en él incluyen areniscas y conglomerados (Howard y Selby, 1994).

### 17.1.1 Laderas en rocas cristalinas

La composición química del magma ejerce una influencia muy directa en la morfología de los materiales volcánicos expulsados. Los productos básicos dan origen a extensas coladas basálticas, que alternan con lechos de piroclastos. La erosión diferencial de estas formaciones produce laderas escalonadas (*trap*), características de los grandes afloramientos de basaltos de meseta (*plateau*), de diferentes edades, existentes en el mundo (Fig. 18.25). Igualmente, morfologías de este tipo podemos encontrarlas en los *rift-valleys* del África oriental. La emisión de magmas de composición ácida, como consecuencia de su gran viscosidad, da lugar a erupciones explosivas que van acompañadas de domos, pitones y agujas, como en las traquitas y fonolitas del macizo del Hoggar, en la región central del Sahara.

En las rocas plutónicas se reconocen dos tipos de modelados. Unos controlados por lajamiento (*sheeting*) y otros por sistemas de diaclasas que interseccionan. El lajamiento, que se desarrolla en rocas masivas fundamentalmente cristalinas, está formado por diaclasas curvas paralelas a la superficie del terreno, de ahí que algunos autores lo denominen diaclasado topográfico. Su origen se atribuye a descompresión de rocas que han estado sometidas a importantes esfuerzos en el interior de la corteza terrestre. Al ascender hacia la superficie y perder carga se produce la relajación del macizo rocoso (Gilbert, 1904). No obstante, también se aducen otros orígenes en relación con



**FIGURA 17.1** Laderas elaboradas en granitos precámbricos y en calizas y margas cretácicas. Desierto del Negev. Eilat (Israel).

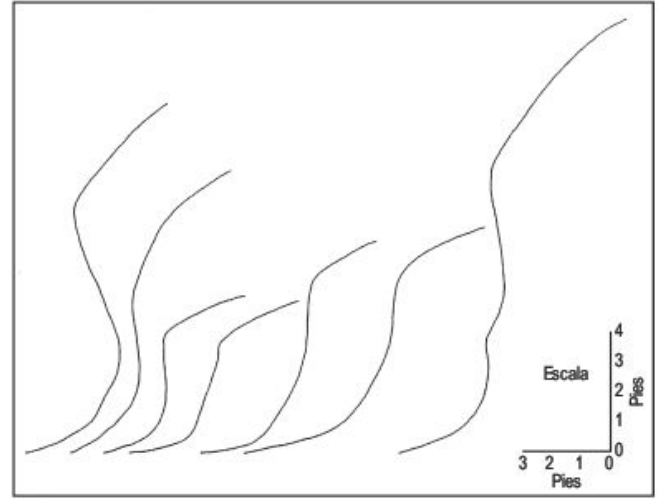


otros tipos de esfuerzos (Howard y Selby, 1994). En rocas con numerosos planos de discontinuidad no se propaga el lajamiento, ya que los esfuerzos se disipan a favor de estas discontinuidades.

El lajamiento se reconoce en casi todos los tipos climáticos y es relativamente frecuente en rocas cristalinas de los desiertos de África y Australia (Twidale, 1981, 1982a,b; Howard y Selby, 1994; Twidale y Vidal Romaní, 2005; Migon, 2006). El lajamiento da lugar a formas domáticas o hemisféricas, que fueron descritas por primera vez por el geólogo alemán Bornhardt (1900) y Willis (1936) denominó a estos inselberg en domo que destacan sobre las llanuras, **bornhardts**, en honor a su descubridor. Muchos de estos bornhardts son el resultado de la denudación de perfiles de alteración generados, en épocas pasadas, en climas tropicales húmedos (Büdel, 1957; Ollier, 1988b, 1991; Thomas, 1989a,b, 1994a; Twidale, 1990). El cambio climático hacia condiciones claramente áridas desencadena los procesos de erosión hídrica, que traen consigo el afloramiento del substrato rocoso.

Un tipo específico de domos rocosos son aquellos en forma de hongo (Fig. 17.2) que afloran al norte de la Península del Eyre, en el sur de Australia (Twidale, 1962). Están constituidos por granitos precámbricos controlados por diaclasas curvilíneas y en sus paredes presentan algunos tafonis y numerosos surcos de meteorización. La concavidad se interpreta como originada por meteorización subsuperficial, pero en ocasiones en el perfil se reconocen concavidades dobles que pueden explicarse como restos de antiguos niveles de meteorización subsuperficial.

Las laderas elaboradas en rocas cristalinas afectadas por sistemas de diaclasas, vistas desde lejos parecen presentar perfiles rectilíneos, pero al aproximarnos se observa por lo general un conjunto de escalones rocosos. Bryan (1927) en su estudio sobre la morfología de las rocas ígneas del suroeste de Arizona diferencia una ladera acantilada cons-



**FIGURA 17.2** Perfiles de ladera obtenidos en el extremo occidental de Pidappa Hill (Twidale, 1962).

tituida por bloques o *tors* y formas acastilladas (*castle kopje*) (Fig. 17.3). A su pie, se desarrolla la ladera cubierta de detritos, formada por bloques meteorizados in situ; estas circunstancias se deducen por la carencia de bloques en las partes bajas de la ladera. No obstante, en algunas laderas se reconocen bloques movilizados. Si el espaciado entre las diaclasas es manifiesto, la ladera configura un perfil escalonado (Carson, 1971); en caso contrario, la morfología es más rectilínea (Fig. 17.4). En la parte inferior se desarrolla la ladera de lavado, que está constituida por las partículas finas resultantes de la meteorización de los bloques y que han sido movilizadas hasta las zonas más bajas. También hay que tener en cuenta que algunas laderas se han modelado a partir de perfiles de meteorización en rocas plutónicas y, por consiguiente, sus características morfológicas y evolutivas serán diferentes (Oberlander, 1972).



**FIGURA 17.3** Tors y formas acastilladas en granito. Phillae, Assuan (Egipto). Foto J. L. Peña.





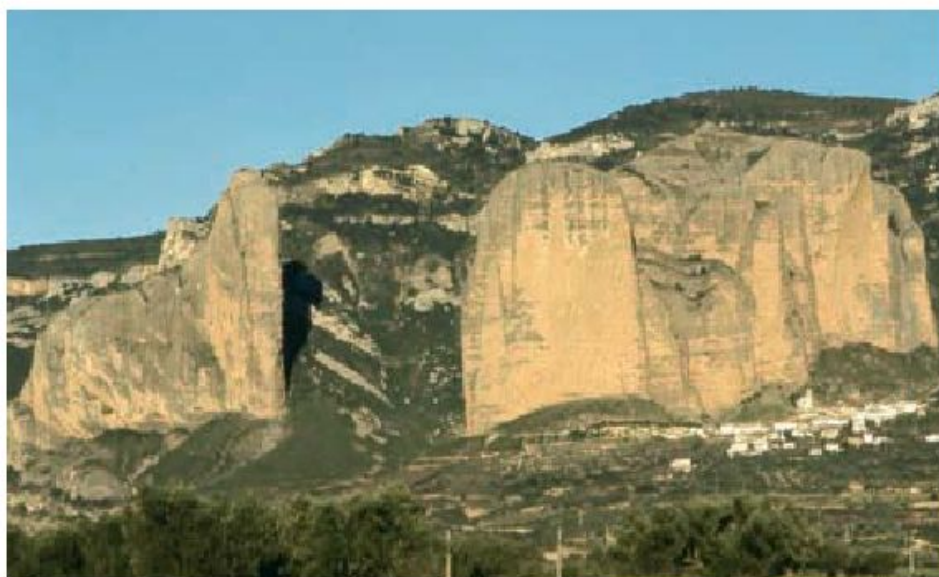
**FIGURA 17.4** Granito precámbrico con pegmatitas replegadas. El elevado grado de diaclasado confiere al perfil de las laderas morfologías con tendencia rectilínea. Eilat. Desierto del Negev (Israel).

### 17.1.2 Laderas en rocas estratificadas

En los desiertos de plataforma (Mabbutt, 1977) que recubren áreas cratonizadas de las zonas áridas del norte del Sahara, Arabia oriental, Thar en la India y Plateau del Colorado se desarrollan laderas elaboradas en formaciones estratificadas de diferentes edades, en disposición próxima a la horizontal. También se reconocen estas laderas en cadenas de tipo intermedio, como la de Israel-Líbano, y en cuencas terciarias continentales, como las existentes en la España árida, y en los Emiratos Árabes Unidos.

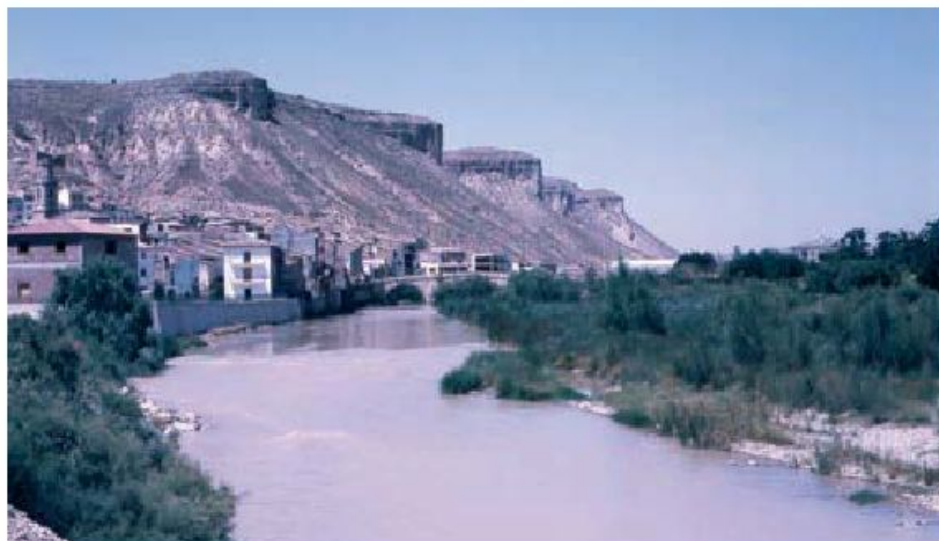
Estas laderas se originan en morfologías de cuesta o mesa y presentan una gran variedad. Schumm y Chorley (1966) en su clásico estudio sobre los Plateaus del Colorado diferencian distintos tipos de laderas, que resultan de

la combinación de características litológicas, climáticas y de vegetación. Las **laderas simples** están constituidas fundamentalmente por un tipo de roca. Pueden ser materiales arcillosos afectados por erosión hídrica, que elaboran un paisaje de cárcavas. El otro subtipo está constituido por rocas predominantemente masivas, como areniscas y conglomerados, que forman importantes cantiles (Fig. 17.5). Las **laderas compuestas** están coronadas por una cornisa resistente bajo la que se desarrollan rocas de fácil erosión en las que podemos encontrar cárcavas o laderas de detritos que pueden arrancar desde la cornisa (Fig. 17.6). Finalmente, las **laderas complejas** están formadas por la alternancia de capas duras y blandas (Fig. 17.7). Las laderas simples y compuestas serán analizados a continuación, mientras que las laderas complejas se consideran como una forma mixta de las dos anteriores.



**FIGURA 17.5** Ladera simple constituida por espectaculares cantiles de conglomerados masivos neógenos, adosados a las formaciones del borde meridional pirenaico. Mallos de Riglos (provincia de Huesca).





**FIGURA 17.6** Ladera compuesta por una comisa de calizas y una ladera de detritos que recubre casi totalmente a un substrato oligo-mioceno predominantemente arcilloso. El conjunto está afectado parcialmente por reguerización y abarrancamiento. Ballobar (provincia de Huesca). Depresión del Ebro.



**FIGURA 17.7** Ladera compleja correspondiente a un frente de cresta, labrada en materiales estratificados de distinta resistencia a la erosión. Valle del Dra, sur de Marruecos. Foto J. L. Peña.

### 17.1.2.1 Laderas simples

En este apartado vamos a tratar sobre la morfología y evolución de las laderas de rocas masivas estratificadas, básicamente areniscas, y en otra sección de este capítulo se analizarán las formas acarcavadas, que resultan fundamentalmente de la actividad de la erosión hídrica sobre materiales fácilmente erosionables.

La mayoría de los trabajos en relación con este tema se han llevado a cabo en los Plateaus del Colorado, aunque también se han estudiado en otros desiertos (Sahara, Australia, Atacama). La evolución de las laderas simples está en relación con las características de las rocas y la actividad de numerosos procesos geomorfológicos, que actúan o han actuado conjuntamente o por separado, tanto espacial como temporalmente.

Las **discontinuidades** en la arenisca, tal como delgadas intercalaciones arcillosas o niveles con estratificación

cruzada, constituyen zonas más favorables a la erosión y dan lugar a cambios manifiestos en los perfiles de las laderas. Los sistemas de diaclasas y fracturas verticales constituyen zonas de debilidad y a favor de las mismas se producen corredores de mayor humedad y, como consecuencia, se incrementa la producción de partículas por meteorización, que quedan alojadas en el fondo de los corredores (Doelling, 1985). También, en las zonas de mayor densidad de fracturación la ladera retrocede más rápidamente dando lugar a sucesivos entrantes y salientes (Nicholas y Dixon, 1986). Ya hemos indicado que en rocas masivas, como las que originan estas laderas simples, es frecuente el desarrollo de lajamiento, que ha sido citado en las arcasas del famoso monolito de Ayers Rock, en el desierto central australiano (Twidale, 1978) y también en las areniscas del Plateau del Colorado (Bradley, 1963). Este produce una convexidad en las laderas y lajas de unos centímetros a un metro.



Los procesos dominantes de **meteorización** en las areniscas son el haloclastismo y el humedecimiento y secado, aunque en áreas que sufren periodos de helada la gelivación puede ser significativa. La composición del cemento también es importante. En areniscas de cemento carbonatado, éste se disuelve más fácilmente en aguas frías y los cementos silíceos necesitan  $\text{pH} > 8$  para acelerar su disolución. La pérdida de cemento produce la disgregación grano a grano de la roca. En general, la actividad de los procesos de meteorización da lugar a formas convexas por redondeamiento de vértices y aristas (Baker, 1936) (Fig. 17.8).

En varias áreas de los Plateaus del Colorado (Schumm y Chorley, 1966) se ha señalado la generación actual de desprendimientos de rocas. No obstante, algunos de los deslizamientos que se reconocen en los desiertos se han producido en otras épocas y, por consiguiente, son formas relictas. Algunos ejemplos han sido estudiados por Grünert y Busche (1980) en el Sahara Central y Degraff (1978) en Utah. Los deslizamientos analizados suelen ser de carácter rotacional y se han desencadenado en periodos de una mayor precipitación a lo largo del Pleistoceno; además, estos movimientos de masas suelen reactivarse.

Otro proceso erosivo que se reconoce en las laderas simples es el **socavamiento basal** producido por el agua subterránea, que aflora en niveles impermeables por debajo de areniscas masivas. La meteorización y erosión por el agua desarrollan abrigos (*alcoves*), que en su evolución dan lugar a desprendimientos de rocas y retroceso de las laderas en areniscas (Higgins, 1984; Laity y Malin, 1985; Baker *et al.*, 1990; Higgins y Osterkamp, 1990). Estos

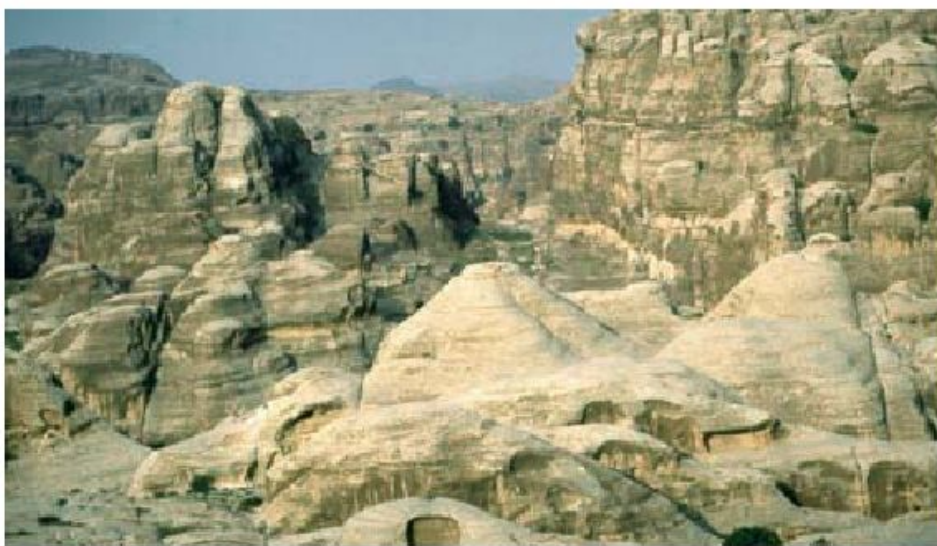
abrigos o cavidades van acompañados por alvéolos y tafonis.

Las laderas simples evolucionan lentamente y en sus comienzos pueden proceder de laderas compuestas (Fig. 17.9), que retroceden paralelamente a sí mismas. En etapas posteriores va disminuyendo el afloramiento de arcillas infrayacentes, se redondean las cornisas y, finalmente, se convierten en laderas simples (Schumm y Chorley, 1966). Una ampliación de estas ideas ha sido llevada a cabo por Oberlander (1977) en su estudio sobre los cantiles de arenisca de Utah. También parte de una ladera compuesta (Fig. 17.10) con un sustrato fácilmente erosionable, que al retroceder desaparece convirtiéndose en una ladera simple. La forma de la ladera está controlada por la estructura interna de las areniscas masivas, tal como finos niveles de arcilla interestratificados. Estos originan cambios de pendiente y en las terminaciones de estos niveles se producen modificaciones en el perfil. Los cantiles situados por encima evolucionan por socavación basal, mientras que se redondean los segmentos situados por debajo de los niveles arcillosos.

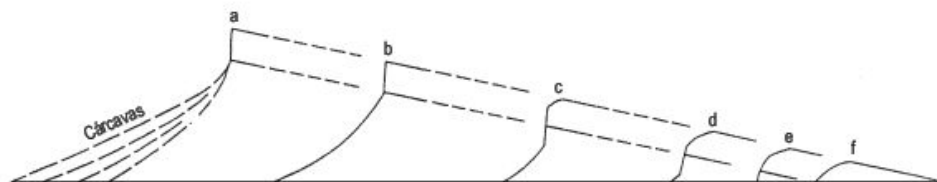
### 17.1.2.2 Laderas compuestas

Este tipo de laderas está constituido por un cantil rocoso en su parte superior y un conjunto de capas fácilmente erosionables por debajo (Fig. 17.6). Los componentes de estas laderas se ajustan a los definidos en los detallados estudios de Wood (1942) y Fair (1947, 1948) en África del Sur, que fueron analizados en profundidad y redefinidos

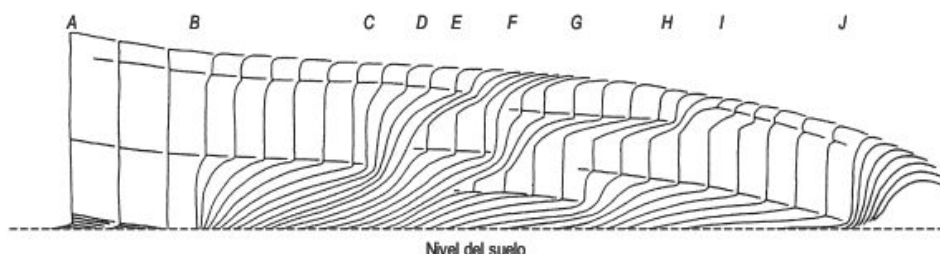
**FIGURA 17.8** Formas redondeadas y tafonis en la arenisca cámbrica de Nubia. Petra (Jordania). Foto J. L. Peña.



**FIGURA 17.9** Cambio en la forma de la ladera durante su retroceso (Schumm y Chorley, 1966).







**FIGURA 17.10** Desarrollo de laderas en areniscas masivas. En A se tiene un cantil por encima de un substrato finamente estratificado, el cual queda oculto en B. Con posterioridad los niveles intraformacionales controlan la forma de la ladera. Los segmentos localizados por encima evolucionan por socavación, mientras que se redondean los situados por debajo (Oberlander, 1977).

por King (1957b). Este autor considera a estas laderas como «normales», en contraposición con lo señalado por numerosos investigadores de la Geomorfología Climática. Para King aunque forman parte de un modelo universal, estas laderas son más características de los ambientes desérticos. Los elementos que diferencia dentro de una ladera son (Fig. 17.11): la **cresta** que es la parte superior, a veces de perfil convexo, como consecuencia de la meteorización y del *creep*. La **cornisa** que constituye el afloramiento de roca más resistente y en ella actúan diversos procesos erosivos que producen su retroceso. Los materiales resultantes de la destrucción de la cornisa forman la **ladera de detritos**, que se movilizan básicamente por erosión hídrica. Finalmente, el **pedimento** constituye un importante elemento cóncavo que enlaza con la llanura aluvial.

La cresta suele presentarse redondeada por *creep*, si existe, meteorización y también por acción del *splash* y la erosión laminar. Esta tendencia al redondeamiento aumenta con el buzamiento de la capa resistente, que constituye la cornisa, y se enfatiza si ésta es porosa o está afectada por lajamiento (Bradley, 1963). Por el contrario, si el retroceso es por fracturas el redondeamiento desaparece o disminuye.

Las cornisas forman parte del borde de mesas, plataformas estructurales o cuestras. Es importante la potencia de la capa que constituye la cornisa, ya que determina la altura del cantil y la longitud de la ladera de detritos. El tipo de roca es igualmente fundamental, ya que los proce-

dos de meteorización que disgregan, por ejemplo, a las areniscas o calizas son distintos. También el grado de cementación de la roca es primordial de cara a la resistencia de la misma. A la litología hay que añadir la estructura. Si la cornisa está formada por rocas finamente estratificadas o muy disclasadas, las laderas de detritos presentan un buen desarrollo; en caso contrario, la ladera está cubierta de bloques de gran tamaño.

Ya hemos indicado que las laderas de detritos resultan de la rotura de la roca resistente que constituye la cornisa. Esta es la que suministra la mayor parte de la cobertera de una ladera de detritos, aunque otra parte puede proceder del substrato infrayacente. A pesar del extenso desarrollo que alcanzan en muchos de los desiertos, sus estudios son escasos comparados con los llevados a cabo en áreas alpinas (Oberlander, 1997).

Schumm y Chorley (1966) indican que la diferencia entre unas laderas y otras puede expresarse cualitativamente por la relación de meteorización ( $M$ ). La existencia o carencia de detritos al pie de la cornisa depende de la velocidad de generación de fragmentos en la cornisa ( $p$ ) frente a la destrucción al pie de la misma ( $d$ ). Si esta relación es mayor que la unidad se generan acumulaciones de ladera, conos de derrubios y una abundancia en general de detritos. Si  $M$  es igual a uno, tenemos un balance entre  $p$  y  $d$ . Si  $M$  es menor que la unidad, los bloques al caer se desintegran por impacto y el residuo se meteoriza antes de la próxima caída. Esto último es frecuente en los Plateaus del Colorado.

Estos detritos pueden cubrir total o parcialmente la ladera y, a su vez, estar afectados por reguerización y abarrancamiento, que paulatinamente descubren una mayor extensión del substrato rocoso. El caso extremo resulta de la práctica desaparición de la cobertera de la ladera y, en el caso de que las arcillas sean el material aflorante, se genera un modelado de cárcavas. En ocasiones, los materiales del substrato están constituidos por capas duras y blandas; en este caso se origina un escalonado formado por microladeras compuestas (cornisa y ladera de detritos) a lo largo de la ladera principal (Fig. 17.7). Estas son las características de las laderas complejas.

Los fragmentos de la ladera de detritos presentan una pobre clasificación. Están afectados por la acción de la ero-



**FIGURA 17.11** Elementos de la ladera «normal», actividad hídrica y movimientos de masa (King, 1957).

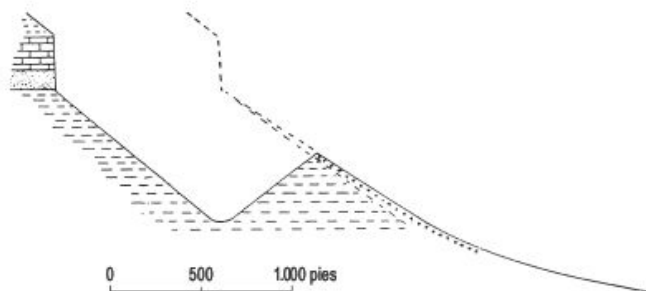


sión laminar, que exporta las partículas finas a la base de la ladera, quedando en resalte los fragmentos mayores. Estos también pueden presentar una meteorización importante, con desarrollo de alvéolos y tafonis en sus paredes. Finalmente, a veces se reconocen pequeños movimientos de masa que afectan a los detritos de la ladera.

### 17.1.2.3 Facetas triangulares de ladera

También se las denomina *talus flatirons* (Koons, 1955); *flatirons* (Everard, 1963); *dreieckshänge* (Wirthmann, 1964; Büdel, 1970); *versants tripartites* (Gossman, 1976); *tripartite slopes* y *triangular slope facets* (Büdel, 1982); *talus relicts* (Gerson, 1982). Son formas características de las zonas áridas y semiáridas, aunque también se reconocen, como hemos visto, en las áreas periglaciares. Se han estudiado en los desiertos del Sahara-Arabia, suroeste de los Estados Unidos y en algunas zonas semiáridas mediterráneas.

Su origen corresponde inicialmente a una ladera compuesta, que con posterioridad ha sido incidida por erosión hídrica (reguerización, abarrancamiento, *piping*), conservándose retazos de laderas relictas individualizadas (Koons, 1955) (Fig. 17.12). Esas paleoladeras tienen una forma triangular con su ápice dirigido hacia la cornisa (Fig. 17.13), aunque también se reconocen morfologías trapezoidales. Las facetas se presentan separadas de la cornisa y se disponen paralelas a la misma. En sus partes distales enlazan con pedimentos (Blume y Barth, 1972) y, finalmente, con terrazas fluviales o lacustres. Las facetas son cóncavas y están coronadas por detritos, por lo general mal clasificados y de potencia no superior a 8 m. En su parte superior alcanzan ángulos próximos a los 30°, mientras que en las zonas distales oscilan entre 2° y 5°. La ladera interna de la faceta buza en sentido contrario que la anterior y está constituida por los materiales del substrato. Es evidente que para generar una faceta triangular



**FIGURA 17.12** Sección esquemática de una faceta triangular de ladera al oeste del Gran Cañón (Koons, 1955).

de ladera se necesita la alternancia de etapas en las que predomine la acumulación, seguidas de otras en las que la erosión sea el proceso preponderante. La sucesión de varias de estas etapas alternantes da lugar a secuencias de facetas triangulares de ladera, en las que las facetas más antiguas son las más alejadas de la cornisa (Fig. 17.14).

Las facetas son acumulaciones de ladera relictas y su separación se produce por incisión de los barrancos en la parte media de la ladera, donde confluyen un conjunto de regueros (Sancho *et al.*, 1988) (Fig. 17.15). Los barrancos, una vez que disectan las facetas, discurren hacia las partes bajas depositando su carga bajo la forma de abanicos aluviales. Una vez que la faceta queda aislada funciona cada una de una forma independiente (Büdel, 1970).

La capa resistente que forma la cornisa no debe ser muy potente, para que la acumulación no sea excesiva (Schmidt, 1987, 1989a), de modo que tanto la erosión de la ladera como el retroceso del escarpe sea rápido. Para que esto tenga lugar, el substrato debe estar constituido por rocas fácilmente erosionables. Estas circunstancias se encuentran en laderas compuestas y no en laderas complejas donde la alternancia de rocas resistentes y lábiles inhibe la generación de las facetas triangulares de ladera (Gutiérrez *et al.*, 1998a, b).

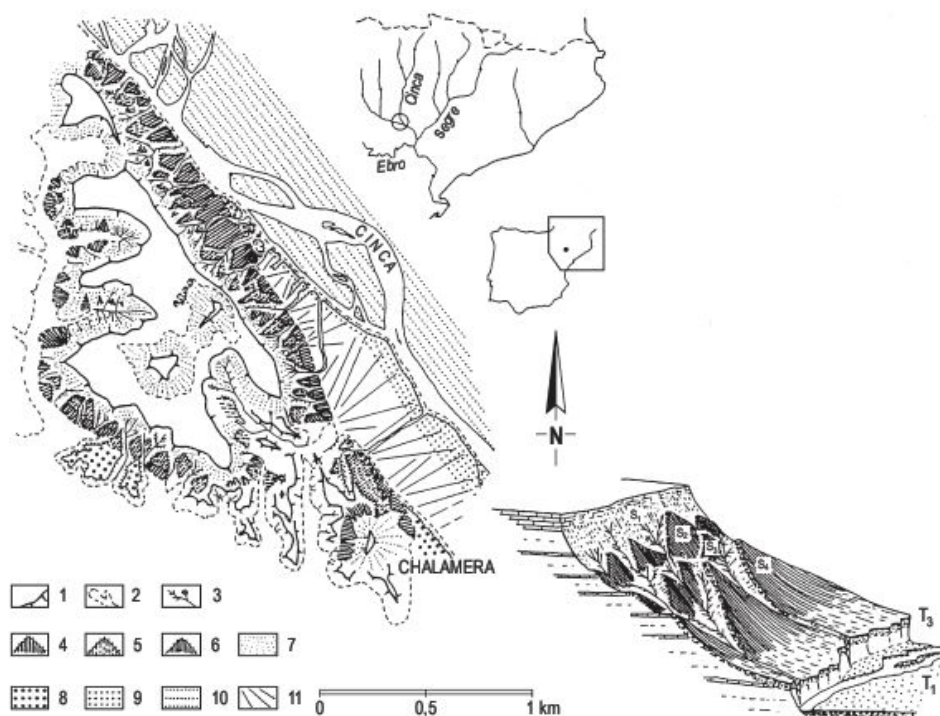


**FIGURA 17.13** Faceta con ápice triangular, desarrollada al pie del Cerro de San Pablo. El área está afectada por un intenso abarrancamiento. Villanueva de Huerva (provincia de Zaragoza). Depresión del Ebro.





**FIGURA 17.14** Secuencia de facetas triangulares de ladera en la región de Chalamera (provincia de Huesca). Depresión del Ebro.



**FIGURA 17.15** Mapa geomorfológico de la zona de Chalamera (provincia de Huesca) y bloque diagrama idealizado de las cuatro etapas de evolución de laderas, en el que se observan tres fases de facetas triangulares. 1: mesas y escarpes estructurales. 2: valles de fondo plano. 3: barrancos. 4, 5, 6: facetas triangulares  $S_4$ ,  $S_3$  y  $S_2$ . 7: ladera de detritos  $S_1$ . 8, 9 y 10: terrazas  $T_3$ ,  $T_2$  y  $T_1$  del río Cinca. 11: abanicos aluviales (Sancho *et al.*, 1988).

Uno de los modelos de formación de estas facetas se debe a Koons (1955). Parte de un gran desprendimiento de rocas que cubre la ladera, seguido de una etapa de disección que individualiza las facetas (Fig. 17.16). No obstante, el origen más admitido es el relacionado con oscilaciones climáticas (Everard, 1963; Gerson, 1982; Gerson y Grossman, 1987; Sancho *et al.*, 1988; Schmidt, 1989b, 1994, 1996; Arauzo *et al.*, 1996a; Gutiérrez *et al.*, 1998a). Se señala que las etapas con mayor vegetación corresponden a un predominio de la acumulación de detritos en las laderas. Una disminución de la cobertura vegetal puede desencadenar la disección de la ladera originando

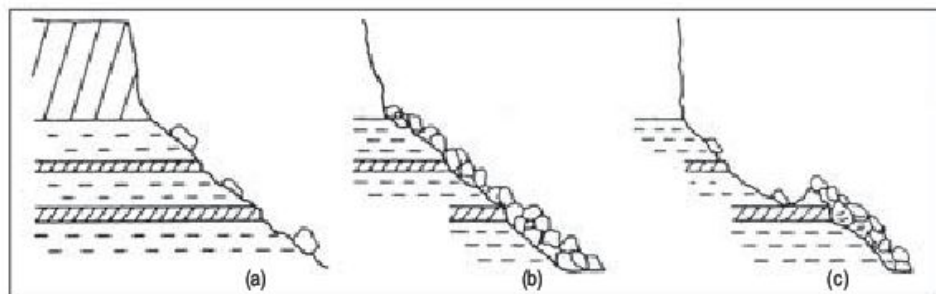
las facetas. Sin embargo, para épocas recientes la actividad humana, con su destrucción de la cubierta de vegetación, puede ser el factor desencadenante de la incisión en las laderas de detritos (Everard, 1963; Sancho *et al.*, 1988; Gutiérrez y Peña, 1989, 1992, 1998).

### 17.1.3 Velocidades de retroceso de cornisas

Para el cálculo de este valor se necesita conocer, por un lado, una dimensión lineal que corresponde a la distancia entre dos momentos determinados del borde de la corni-



**FIGURA 17.16** Modelo acíclico de desarrollo de facetas triangulares de ladera, según Koons (1955), en Schmidt (1989a).

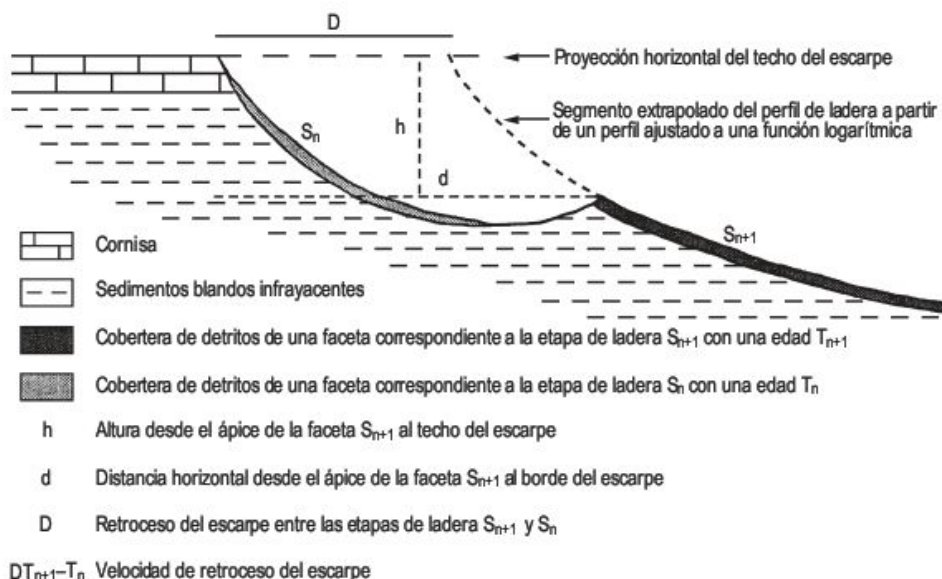


sa, y por otro, es preciso saber el tiempo transcurrido entre estas dos posiciones. De este modo, se pueden obtener velocidades de retroceso (Fig. 17.17). Existe una dificultad manifiesta para la obtención de estos datos, lo que obliga a avivar el ingenio y a adoptar numerosas y variadas suposiciones para llegar a unas cifras de retroceso. Como consecuencia, las metodologías para la obtención de estos datos son muy variables (Oberlander, 1997). En el sur de la Península del Sinaí, Yair y Gerson (1974) calculan valores de 0,1-2 mm/año a partir del retroceso de escarpes de falla. La presencia de una fina cubierta de lavas en el norte de Arizona, datada por K/Ar, sobre un escarpe en retroceso, permite a Lucchitta (1975) obtener cifras de 6,7 mm/año. Schmidt (1980, 1989b) estudiando la geometría de los valles consecuentes capturados en los Plateaus del Colorado consigue valores de 0,3 mm/año y de 0,5-6,7 mm/año en ambas publicaciones. Otra metodología, muy criticada por diferentes autores, se basa en las acumulaciones de Neotoma existentes en la entrada de las cuevas en Arizona y datadas por  $^{14}\text{C}$ . Las cifras obtenidas son de 0,45 mm/año (Cole y Mayer, 1982). Young (1985) estudia el retroceso del escarpe a partir de la superficie de erosión del Eoceno inferior en el noroeste de Arizona, teniendo en cuenta las posiciones deducidas del escarpe basadas en la localización de valles rectos y obtiene valores

de 0,16-0,17 mm/año. Schmidt (1987, 1988, 1996) calcula el retroceso por construcciones gráficas a partir de perfiles de facetas triangulares de ladera. En su publicación de 1996 hace corresponder las facetas con las glaciaciones Illinois y Wisconsin y las cifras resultantes son de 0,2-0,35 mm/año. La mayoría de estos trabajos están basados en edades supuestas. Sancho *et al.* (1988) precisan la edad a partir del contenido de restos arqueológicos en las laderas y facetas triangulares, obteniendo valores de retroceso de 0,3 mm/año en formaciones terciarias de la Depresión del Ebro. Los valores temporales se precisan mucho más cuando se consigue datar por  $^{14}\text{C}$  diferentes facetas triangulares de ladera, en el centro de la Depresión del Ebro, que en sus acumulaciones contienen restos de carbón y cenizas (Arauzo *et al.*, 1996b; Gutiérrez *et al.*, 1998b; Gutiérrez y Sese, 2001). Los valores obtenidos por estos autores son de 0,9-1 mm/año para los últimos 35.000 años. Todos estos datos reflejan que las velocidades de retroceso en zonas áridas para distintas partes del mundo son del orden de 0,1-7 mm/año.

Ya hemos indicado que la mayoría de estos valores se han obtenido por métodos indirectos simplificados y con edades supuestas. Todo ello constituye un importante inconveniente a la hora de utilizar y correlacionar estas cifras, dado que no existe una clara fiabilidad en los métodos

**FIGURA 17.17** Esquema de una faceta triangular de ladera en la que se indican los diferentes parámetros utilizados para calcular las velocidades de retroceso del escarpe (Gutiérrez *et al.*, 1998b).





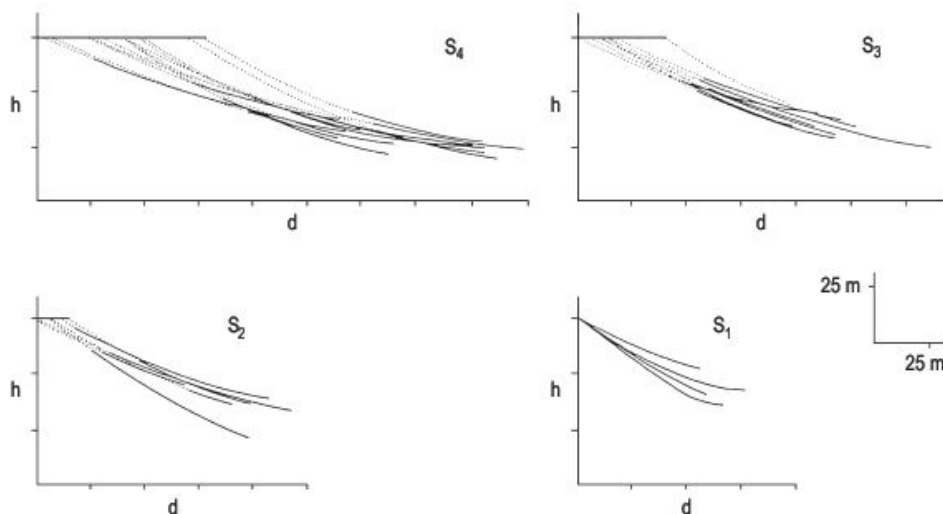
y, por consiguiente, en los resultados. Otro de los problemas está en relación con la sinuosidad del frente del escarpe. Generalmente, se supone un frente recto, que suele ser mucho más frecuente cuanto mayor es la potencia de la cornisa, aunque no es una regla universal. Cuando se utiliza el método de extrapolación de los segmentos de facetas triangulares (Sancho *et al.*, 1988) hasta su intersección con la prolongación del techo de la cornisa, se obtienen intersecciones a diferentes distancias, debidas muy posiblemente a que el frente del escarpe es sinuoso (Fig. 17.18). No obstante, al disponer de diversos puntos de intersección, se puede obtener una media aritmética más próxima al valor real de retroceso.

Una de las características más importantes, relativa a la mayor o menor velocidad de retroceso, está en relación con los rasgos litológicos y estructurales de los materiales constituyentes de la cornisa, que a su vez determinan el grado de resistencia a los procesos erosivos (Schumm y Chorley, 1966; Nicholas y Dixon, 1986; Schmidt, 1989a). La composición mineralógica de la roca es fundamental de cara a su comportamiento ante los procesos de meteorización dominantes en el área. La velocidad de erosión también está influenciada por el buzamiento de las capas (Howard y Selby, 1994), de tal forma que cuanto mayor es el buzamiento menor es el volumen de rocas erosionadas y viceversa. Igualmente, la potencia de las rocas de la cornisa está en razón inversa con la velocidad de retroceso (Schumm y Chorley, 1966; Schmidt, 1987, 1989b). La presencia de importantes espesores de rocas constituyentes de la cornisa, posibilita la aplicación del modelo acíclico de origen de facetas de Koons (1955), apoyado por Schipull (1980) y Schmidt (1987). Con este origen el retroceso de la cornisa se produce a partir de fuertes impulsos, desencadenados por grandes desprendimientos de rocas, entre los que alternan la producción de partículas por los procesos de meteorización reinantes en el área. Por el contrario, si los materiales de la cornisa son poco potentes, el retroceso de la misma es mucho

más rápido. El grado de fracturación de los materiales de la cornisa constituye uno de los factores más significativos respecto a la velocidad de retroceso de la misma y determina en gran parte el grado de resistencia a la erosión. De este modo, las rocas afectadas por una importante densidad de fracturación presentan mayores valores de velocidad de retroceso. Evidentemente, la intensidad de la erosión del sustrato también afecta al retroceso de la cornisa, ya que cuando está constituido por rocas fácilmente erosionables, como arcillas y margas, los regueros progresan hacia la base de la cornisa produciéndose socavación basal y caída de bloques (Schipull, 1980; Gerson y Grossman, 1987).

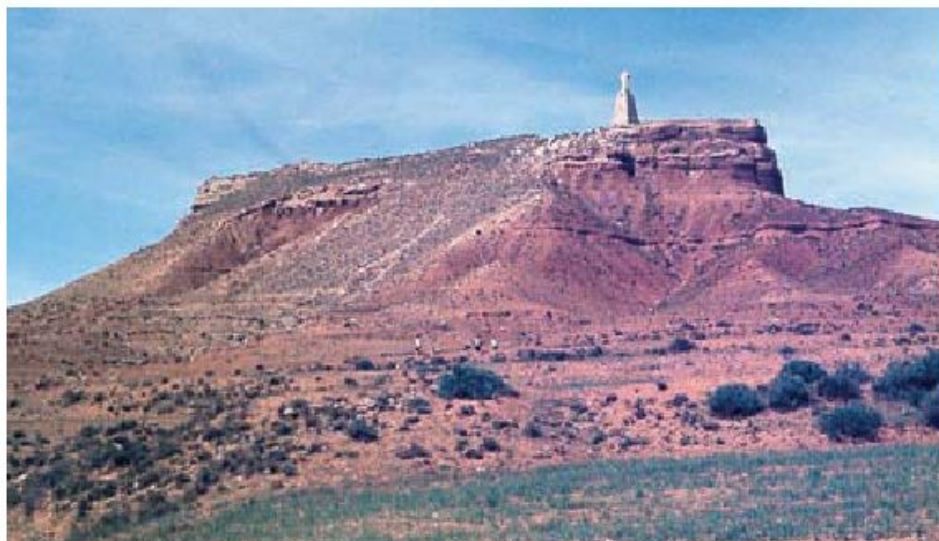
Otro factor extraordinariamente importante, en relación con el retroceso de la cornisa, lo constituye la intensidad de los procesos de meteorización física, química y biológica, que producen la disgregación de la roca y su acumulación en la ladera de detritos. Estos procesos varían en función de las características litológicas y estructurales de las rocas, del clima y sus cambios y también del tiempo de actuación de estos procesos.

Ya se ha indicado que existe un balance entre el grado de suministro de fragmentos a la ladera procedentes de la cornisa ( $p$ ) y la velocidad de erosión ( $d$ ) de estas acumulaciones, que constituye la relación de meteorización ( $M$ ) de Schumm y Chorley (1966). En ocasiones,  $p$  supera con mucho a  $d$  y la acumulación de la ladera llega a superponerse a la cornisa, fosilizándola. En estas condiciones el retroceso de la cornisa se ve paralizado, aunque quizás la meteorización química pueda seguir actuando (Fig. 17.19). Este balance de producción-destrucción puede mantenerse sin grandes oscilaciones debido a que los cambios no afectan significativamente al sistema. No obstante, puede inclinarse hacia una mayor erosión, de tal forma que paulatinamente quedan colgadas o aisladas las laderas de detritos. Esta ruptura del balance se debe a un cambio ambiental y lleva implícito la superación de un umbral geomórfico (Schumm, 1979, 2004). La mayoría de los



**FIGURA 17.18** Perfiles de facetas triangulares de ladera correspondientes a varias etapas ( $S_1$ - $S_4$ ) dibujados en línea continua y curvas extrapoladas a puntos. La altura del ápice de las facetas triangulares con respecto al escarpe actual es  $h$  y  $d$  es la distancia del ápice de la faceta al frente del escarpe, medido en fotografías aéreas (Sancho *et al.*, 1988).





**FIGURA 17.19** Ladera recubierta parcialmente de detritos que fosilizan a la cornisa. Posteriormente están afectados por un intenso acaravamiento que afecta al substrato de arcillas rojas miocenas. Cerro del Castillo de Alfambra (provincia de Teruel). Cordillera Ibérica.

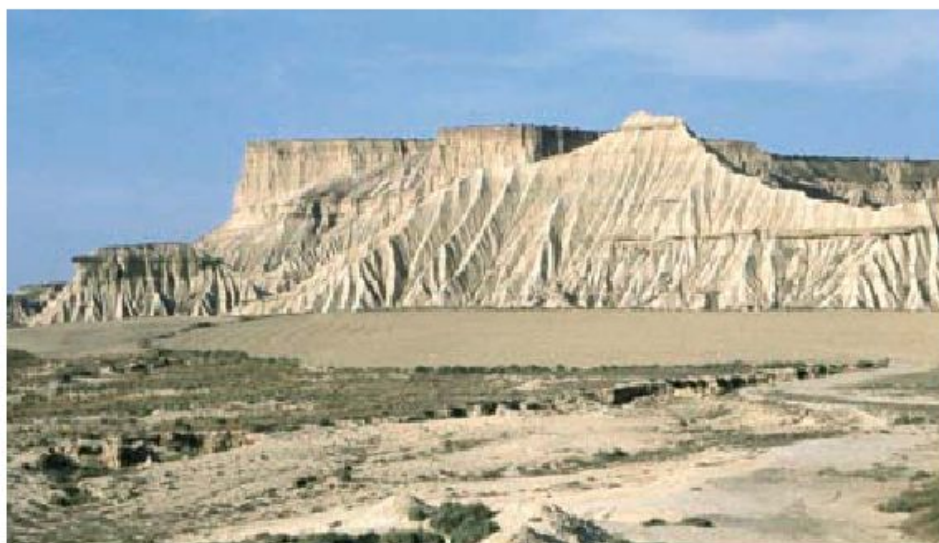
investigadores estiman que las laderas han estado sometidas a numerosos cambios climáticos, en los que en las etapas húmedas/frías se produce predominantemente acumulación y en las secas/cálidas los procesos de erosión son los prevalentes. Ahora bien, el retroceso de la cornisa tiene lugar en ambos tipos climáticos, aunque es posible que se enfatice más en un clima que en otro por variación en la intensidad de meteorización, generación de deslizamientos, incremento de la socavación basal, etc.

Finalmente, hay que tener en cuenta la velocidad del descenso del nivel de base (Howard y Selby, 1994), que afecta al sistema de drenaje, y que puede deberse a causas climáticas y tectónicas. Igualmente, la proximidad de la ladera a un río con gran poder erosivo puede producir la ruptura del perfil de la ladera en sus partes bajas y desencadenar una erosión remontante que afecte al retroceso de la cornisa, tal como parece producirse por el río Cinca en el área de Chalamera (provincia de Huesca).

### 17.1.4 Laderas acaravadas (*badlands*)

Son áreas de erosión hídrica muy intensa, con elevada densidad de drenaje ( $125\text{--}350\text{ km/km}^2$ ), carentes de vegetación, de laderas abruptas que hacen difícil el tránsito sobre ellas. Se desarrollan en materiales lábiles, básicamente, en ambientes áridos y semiáridos y con frecuencia al pie de las cornisas (Fig. 17.20). Los procesos sobre las laderas acaravadas están dominados por una escorrentía hortoniana, originada cuando la intensidad de la precipitación supera a la capacidad de infiltración (Horton, 1945). Para los procesos hortonianos se requieren intensas precipitaciones de tormenta, escasa cubierta vegetal, baja capacidad de infiltración, material fácilmente erosionable y laderas relativamente abruptas (Harvey, 2004a).

La morfología de los interfluvios puede ser redondeada (Fig. 16.49), acuchillada (Fig. 16.50) y en su retro-

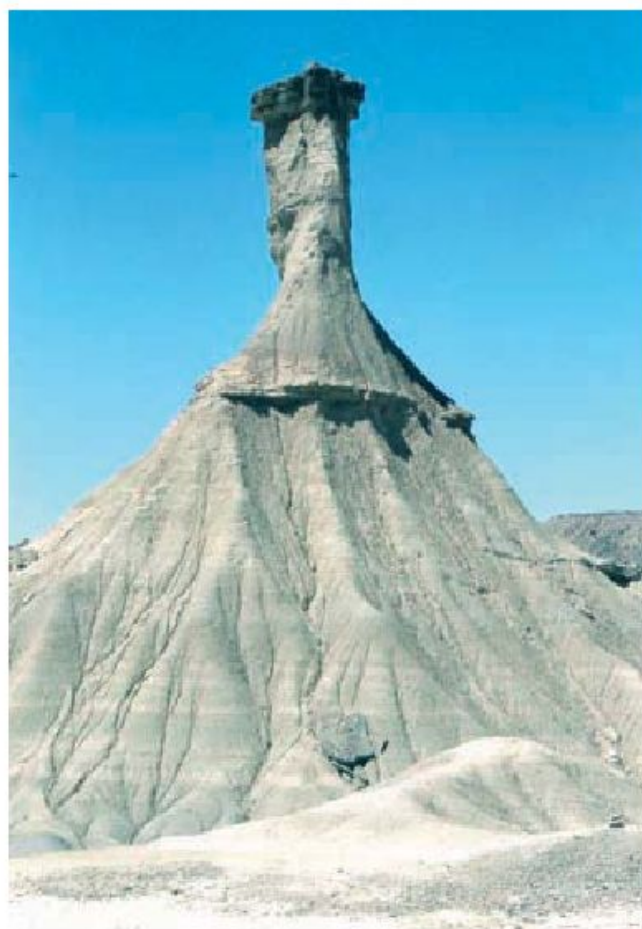


**FIGURA 17.20** Zona acaravada con interfluvios acuchillados que afecta a arcillas y lentejones de areniscas miocenos. El techo de la formación está erosionado por un glacis de acumulación cementado de edad pleistocena. Las Bardenas Reales (Navarra). Depresión del Ebro.



ceso puede generar formas turriculadas (Fig. 17.21) (Scheidegger *et al.*, 1968). Algunas áreas acarcavadas son consecuencia de actividades antrópicas, tales como deforestaciones, construcciones, explotaciones mineras, escombreras, etc. (Aghassy, 1973; Harvey, 2004a). Como las velocidades de erosión son muy rápidas, ofrecen un pequeño laboratorio con un microrrelieve complejo, en el que pueden analizarse los procesos y las modificaciones de las formas en breves periodos de tiempo. No obstante, hay que tener precaución si se pretenden extrapolar estos resultados a áreas de mayor superficie (Campbell, 1989; Campbell y Honsaker, 1982).

Las áreas acarcavadas están afectadas por numerosos procesos que influyen en el desarrollo de las mismas (Harvey y Calvo, 1991). Por consiguiente, es preciso conocer las propiedades físicas, químicas y mineralógicas de los **materiales** (Gutiérrez *et al.*, 1995) que constituyen estas zonas de intensa erosión, para intentar comprender la actividad de los procesos implicados y su incidencia en la morfología del área (Faulkner *et al.*, 2000). Así, el índice



**FIGURA 17.21** Morfología turriculada elaborada sobre arcillas y areniscas miocenas de la Formación Tudela, dentro de un área de intensa erosión hídrica. Cabezo de Castildetierra (Las Bardenas Reales, Navarra). Depresión del Ebro.

de dispersión y la capacidad de hinchamiento son propiedades físicas de gran importancia en varios de los procesos. Los análisis químicos nos permiten obtener la relación de absorción de sodio (SAR) o bien el porcentaje de sodio intercambiable (ESP) que tienen una relación directa con la susceptibilidad al *piping* de los materiales. Los análisis de difracción de rayos X de la fracción arcillosa, llevados a cabo sobre agregados orientados, permiten conocer las especies minerales existentes. La presencia de minerales hinchables, como la montmorillonita, incide considerablemente en los procesos de meteorización y erosión al producirse hinchamientos y contracciones sucesivas en los materiales superficiales.

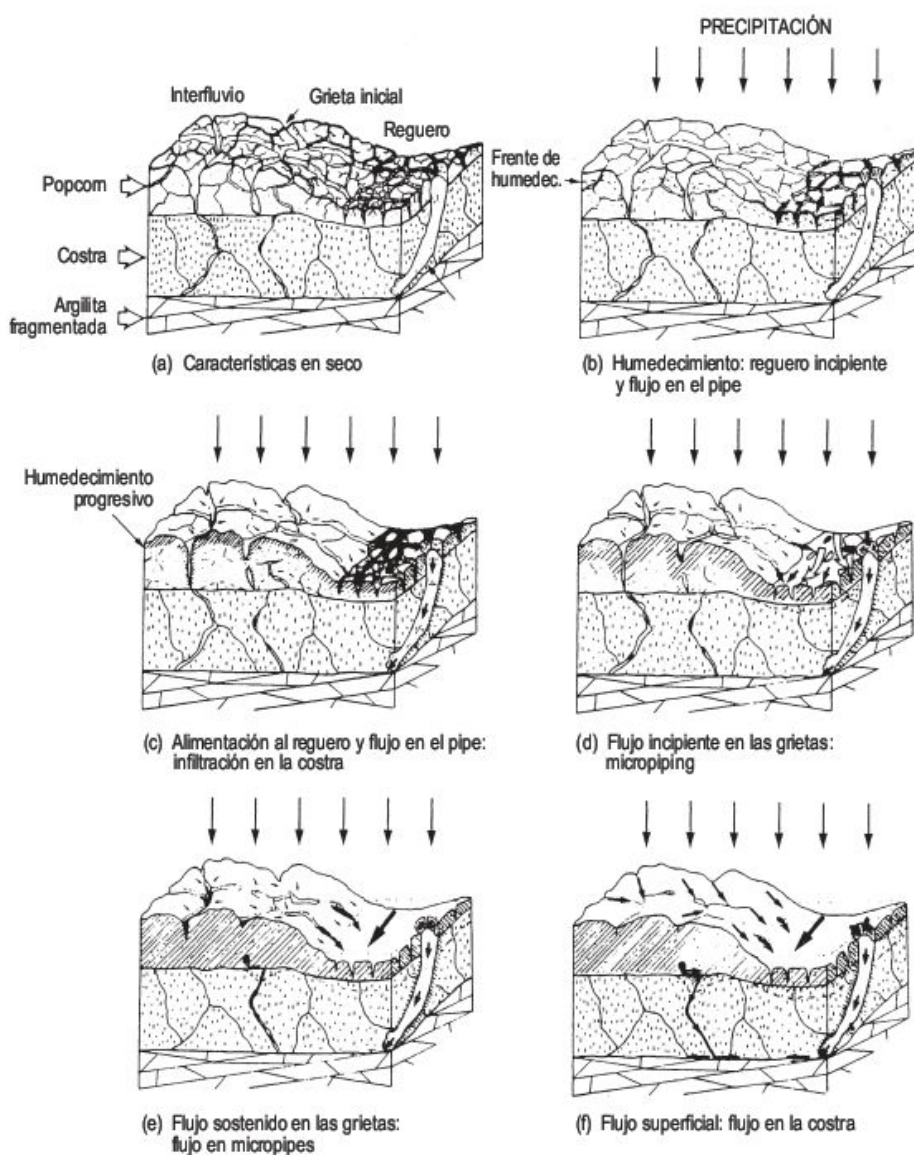
Por lo general, el acarcavamiento tiene lugar bajo **climas** áridos y semiáridos, donde las sequías son prolongadas y las precipitaciones dominantes son de carácter tormentoso. No obstante, pueden desarrollarse en áreas con 1.075 mm de precipitación, como en Perth Amboy (New Jersey), aunque estas cárcavas son de origen antrópico (Schumm, 1956a). El papel de la precipitación es importante químicamente (Bryan y Yair, 1982), ya que en las áreas de escasa precipitación no llegan a disolverse las sales de elevada solubilidad. Por el contrario, si la disponibilidad hídrica es muy abundante se lixivian hasta el calcio y el magnesio. Con precipitaciones intermedias predomina el calcio. Estas variaciones se reflejan en el hinchamiento, grado de dispersión de las arcillas en el regolito y, por consiguiente, en la infiltración. A escala más detallada, la orientación de las laderas influye en la disponibilidad hídrica y, por consiguiente, en el grado de actividad de varios procesos geomórficos (Yair *et al.*, 1980). En zonas sometidas a la acción de la helada, como al Oeste del Colorado, se produce una variación en la permeabilidad, convirtiéndose una superficie con regueros, menos permeable, en otra sin ellos muy permeable, cubierta de agregados (Schumm y Lusby, 1963; Schumm, 1964). En Alberta (Canadá) los ciclos de hielo-deshielo afectan al material superficial, preparándolo para una rápida denudación por la escorrentía subsecuente (Campbell, 1974).

Los materiales aflorantes en superficie están sometidos a numerosos procesos fundamentalmente físicos y químicos, que destruyen la roca primitiva dando lugar a la formación de un **regolito**. Este en las regiones áridas es de escasa potencia (20-30 cm) y la capa superficial presenta un agrietamiento poligonal cuando las arcillas tienen poca capacidad de hinchamiento. Si ésta es elevada, los ciclos de hinchamiento y contracción producen la rotura de esta capa superficial y la convierten en fragmentos con grandes huecos y estructura en *popcorn* (Fig. 17.22). Esta capa presenta también una intensa lixiviación de los iones solubles. Por debajo se encuentra una capa de 5-10 cm de espesor que puede ser una costra amorfa densa (Gerits *et al.*, 1987) o un agregado granular (Schumm y Lusby, 1963). El tránsito a la roca fresca está representado por una capa fragmentada escasamente meteorizada. No obstante,





**FIGURA 17.22** Estructura en *popcorn* en la que se observa la fragmentación de la capa superficial de las arcillas terciarias. Cuesta del Viento-Colola. Provincia de San Juan (Argentina). Precordillera de los Andes.



**FIGURA 17.23** Etapas en la iniciación y desarrollo de la escorrentía en laderas arcillosas (Hodges y Bryan, 1982).





**FIGURA 17.24** Zona de acarcavamiento con interfluvios redondeados, en la que se reconocen numerosos deslizamientos peliculares y cicatrices de arranque en media luna. El substrato corresponde a margas marinas miocenas de la Depresión de Guadix-Baza. Estación Experimental de las Dehesas (Granada). Cordilleras Béticas.

hay una gran diversidad de regolitos en función de la composición de la roca, inclinación y orientación de la ladera. Después de una precipitación, si el regolito está seco, el agua se infiltra en su interior por las grietas, conductos y poros hasta que se satura, comenzando la escorrentía después de unos minutos. El regolito al humedecerse se hincha y las grietas comienzan a cerrarse y el flujo interno se limita a las grandes grietas y a microconductos (*micropipes*) (Fig. 17.23) (Hodges y Bryan, 1982). Posteriormente, el frente de humedecimiento desciende paulatinamente, infiltrándose el agua hasta que finalmente se produce el flujo superficial y el cierre casi completo de las grietas.

La superficie de las cárcavas está afectada por diferentes procesos de erosión hídrica, como el impacto y salpicadura por las gotas de lluvia (*rainsplash*), reguerización (*rilling*), abarrancamiento (*gullyng*) y erosión subsuperficial (*pipng*), que ya han sido descritos con anterioridad y son los agentes erosivos más importantes. No obstante, también están sometidas estas áreas, en ocasiones, a movimientos de masa.

Los **movimientos de masa** inciden enormemente en la morfología de las cárcavas. Si el regolito absorbe fácilmente el agua, como ocurre con la Formación Chadron en South Dakota (Schumm, 1956a,b), las laderas evolucionan por reptación (*creep*) y por pequeños deslizamientos peliculares, que afectan fundamentalmente al regolito (Fig. 17.24). Todo ello conduce al desarrollo de interfluvios redondeados. Por el contrario, cuando la absorción de agua es pequeña (Formación Brule), la reguerización es importante y el modelado se caracteriza por una elevada densidad de drenaje, laderas abruptas e interfluvios acuchillados. No obstante, en estas laderas pueden producirse coladas de barro canalizadas a favor de los regueros existentes (Fig. 17.25). En la Depresión del Ebro, la generación de coladas de barro se origina durante las etapas invernales, en las que la precipitación se debe a frentes de

borrascas. Las precipitaciones y la menor evaporación, como consecuencia de las temperaturas más bajas, traen consigo una saturación del regolito que puede alcanzar estados de liquidez y al fluir da origen a las coladas que



**FIGURA 17.25** Colada de barro encauzada en un reguero anterior. Arcillas miocenas de la Hoya de Ayerbe. Los Corrales (provincia de Huesca). Depresión del Ebro.



rellenan los regueros. En épocas de lluvias convectivas estas coladas se erosionan, iniciándose un nuevo ciclo (Gutiérrez *et al.*, 1995; Harvey y Calvo, 1991).

Estas áreas acarcavadas desprovistas de vegetación presentan unas **tasas de erosión** muy elevadas. Como consecuencia, la respuesta del micromodelado es rápida y permite efectuar un seguimiento de la erosión en breves intervalos de tiempo. Para medir esta pérdida de suelos se utilizan métodos dinámicos y volumétricos (De Ploey y Gabriels, 1980). Los primeros miden la cantidad de sedimento transportada por la erosión hídrica con colectores (Fig. 17.26) o cajas Gerlach. Los segundos obtienen la denudación con agujas de erosión (Fig. 17.27) y microperforadores bidimensionales (Fig. 17.28) y tridimensionales (Campbell, 1974, 1982). Es evidente que los valores obtenidos de la pérdida del suelo dependen de la técnica utilizada (Yair *et al.*, 1980) y los valores de erosión registrados por técnicas volumétricas son, para algunos auto-

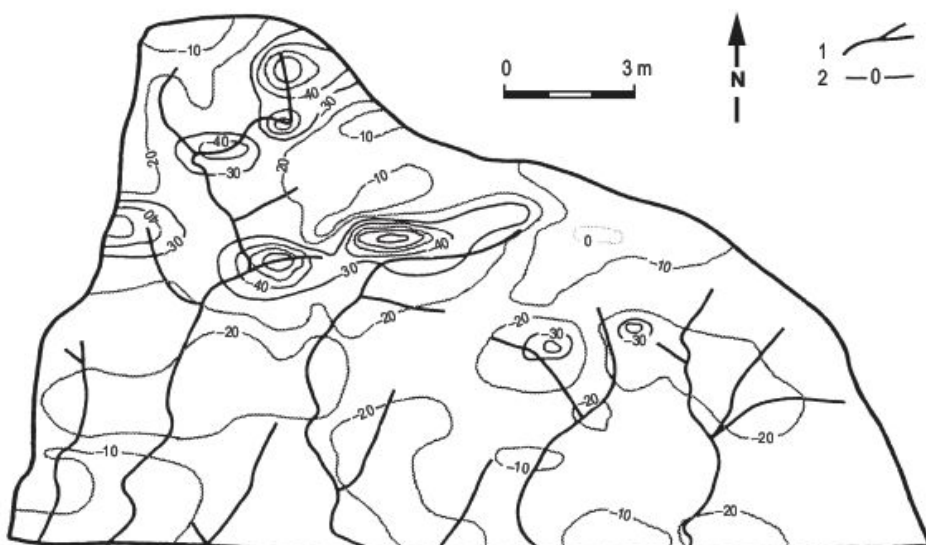
res (Takei *et al.*, 1981; Rogowski *et al.*, 1985; Sala, 1988), superiores a los obtenidos por métodos dinámicos. Por el contrario, Sirvent *et al.* (1997) llegan a conclusiones inversas e indican que los valores obtenidos por colectores son mayores que los registrados por agujas de erosión. No obstante, uno de los grandes problemas radica en la conversión de los datos volumétricos, ya que es preciso conocer la densidad del regolito y ésta varía a lo largo del tiempo (Regües *et al.*, 1992).

La erosión hídrica produce unos rebajamientos que varían entre 2 y 20 mm/año para diferentes experiencias realizadas en distintos desiertos (Campbell, 1989). Los máximos valores de erosión conocidos se registran en los loess de China donde alcanzan valores de 38.000 Tm/km<sup>2</sup>/año. Hadley y Schumm (1961) obtienen cifras del orden de 13.400 Tm/km<sup>2</sup>/año en las *badlands* de South Dakota. Los valores fluctúan considerablemente en función del tipo de material, magnitud e intensidad de las pre-

**FIGURA 17.26** Estación experimental de las Bardenas-2 para el estudio de la erosión hídrica, en la que están instalados un sistema de colectores y divisores sobre un área acarcavada en arcillas miocenas. Las Bardenas Reales (Navarra). Depresión del Ebro.



**FIGURA 17.27** Curvas de rebajamiento superficial obtenidas mediante la técnica de agujas de erosión entre noviembre-1991 y noviembre-1993 en la parcela experimental Lanaja-1 (provincia de Huesca). Depresión del Ebro. Leyenda: 1. Regueros. 2. Curvas de rebajamiento superficial (mm).







**FIGURA 17.28** Perfilador microtopográfico compuesto por 50 agujas, que permiten obtener un perfil sobre dos puntos fijos. Los perfiles se realizan cada seis meses con el fin de estudiar las variaciones microtopográficas.

precipitaciones, tiempo de registro de las estaciones experimentales, técnica utilizada, etc.

Como la velocidad de erosión es muy rápida, podemos tener al menos un conocimiento parcial del **desarrollo** y

**evolución** de este modelado. Muchos aspectos de las morfologías de mayor tamaño se reproducen en miniatura en las cárcavas (Fig. 17.36), lo que proporciona una información para comprender su desarrollo (Scheidegger *et al.*, 1968). Los trabajos llevados a cabo en Perth Amboy por Schumm (1956a) sobre el sistema de drenaje, desarrollado en estas cárcavas, reflejan que su evolución es similar a la de los grandes sistemas fluviales. Aunque una red dendrítica puede desarrollarse al azar, el espaciado de los canales y su distribución están íntimamente relacionados con la erodibilidad del material y la escorrentía generada por unidad de superficie.

Los canales inciden rápidamente en los materiales y se generan laderas abruptas. Como las laderas retroceden se forman a su pie micropedimentos, que aumentan de tamaño con la retirada de las laderas. Estos pequeños pedimentos también acaban erosionándose y evolucionan a laderas (Schumm, 1962).

Las investigaciones llevadas a cabo en regiones con distinto grado de aridez señalan velocidades de erosión de 0,45 mm/año en el Norte del Negev (Israel) con 90 mm de precipitación media (Yair *et al.*, 1980). En las *badlands* de Alberta (Canadá) se indican tasas de 4 mm/año para precipitaciones de 330 mm (Campbell, 1982). Todo ello nos conduce a pensar que en una zona de cárcavas determinada, la erosión ha debido ser variable, cuando se analiza para largos intervalos de tiempo, ya que estas regiones áridas y semiáridas han estado sometidas a numerosos cambios climáticos. En ellos, las precipitaciones se modifican substancialmente en periodos más secos (interpluviales) o más húmedos (pluviales) y, por consiguiente, las velocidades de erosión serán más bajas o más altas, respectivamente.

Un factor de fundamental importancia es la interacción entre la vegetación y los procesos geomorfológicos, que afecta a la escorrentía y a la estabilización de laderas erosionadas (Alexander *et al.*, 1994; Gallart *et al.*, 2002). No obstante, el principal factor que influye en el desarrollo del acaravamiento es la interacción del nivel de base con los procesos superficiales (Harvey, 2004a).

## 17.2 Los piedemontes de las regiones áridas: glaciais

Los piedemontes constituyen la transición entre las zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve en las que imperan el transporte y la sedimentación. La aridez condiciona la meteorización en las laderas y, bajo estas circunstancias, la producción de partículas es generalmente pequeña. No obstante, en los desiertos de montañas y depresiones (Mabbutt, 1977), en

las áreas elevadas las condiciones climáticas suelen variar considerablemente y el aporte de agua de precipitación o de fusión nival es importante. De esta forma, el piedemonte recibirá, por lo general, flujos hídricos con una carga sólida muy superior a la de las áreas típicamente desérticas, como consecuencia de una alimentación alógena. Este material movilizado en las zonas elevadas se trans-



porta por flujo confinado, en el que se jerarquiza la red, y vierte sus aguas al piedemonte radialmente perdiendo su confinamiento. A la par disminuye bruscamente su velocidad y capacidad de transporte, lo que conlleva una rápida sedimentación. Por otra parte, en las laderas que dominan el piedemonte de las zonas áridas se originan rampas erosivo-acumulativas, que constituyen otra de las características de esta zona de enlace. Por tanto, las morfologías que se generan en los piedemontes pueden ser de carácter erosivo, como los glacia (pedimentos) o deposicional, como los abanicos aluviales. Los glacia y los abanicos aluviales pueden estar íntimamente relacionados, por lo que surge a veces un problema para diferenciarlos (Fig. 17.29). Bull (1977) sugiere que los abanicos se distinguen de los glacia cuando la potencia de los depósitos es superior a 1/100 de la longitud de la forma. Además, un abanico puede aplanarse como consecuencia de un descenso del nivel de base, dando origen a un glacia y, a su vez, éste puede quedar fosilizado por aportes posteriores formando un abanico. Además, los glacia se desarrollan mejor en áreas de relieve poco contrastado, a diferencia de los abanicos aluviales que son más abundantes en relieves enérgicos.

### 17.2.1 Glacia y pedimentos: definición, terminología y distribución

Según López-Bermúdez (1973), que realiza una buena puesta a punto y revisión sobre los glacia, el primero que utilizó el término de **glacia** (que significa plano inclinado al pie de una fortificación) fue Dresch (1938), para designar unas formas con perfil longitudinal ligeramente cóncavo y con pendiente inferior a 6°. Tricart (1969) considera que los glacia forman vastas llanuras en el piedemonte con una inclinación muy suave, que enlazan con el lecho de los *ouads* y están recubiertos por una película de detritos, por

lo general poco potente (Fig. 17.30). Surgen importantes problemas cuando este término se utiliza en diferentes idiomas, lo que da lugar a una extensa terminología y a confusionismos conceptuales (Tator, 1952, 1953; Dumas, 1967; Whitaker, 1973, 1979; Tricart, 1969; Pécsi y Szilárd, 1970; Cooke y Warren, 1973; Zuidam, 1976b; Demangeot, 1981; Cooke *et al.*, 1993). La literatura anglosajona utiliza la palabra **pedimento** (*pediment*), que fue aplicada por primera vez por Gilbert (1877) y es definida por Mabbutt (1977) como un plano en el piedemonte que bisela el substrato rocoso y está separado de la ladera por un cambio abrupto de pendiente (Fig. 17.31). El pedimento puede estar cubierto por detritos, pero su superficie sería la base erosiva y se denomina **pedimento cubierto**. En la literatura alemana el equivalente a esta superficie de piedemonte es *fussfläche* (Mensching, 1958).

Los investigadores franceses utilizan el término glacia, pero para mayor claridad y en razón de su carácter puramente descriptivo lo complementan con otras palabras (Tricart, 1969). Surgen de esta forma numerosas acepciones por los distintos autores. López-Bermúdez (1973) recoge 28 términos y en Whitaker (1973) la lista se incrementa considerablemente. Así, por ejemplo, a un glacia que bisela el substrato rocoso y está desprovisto de depósito (lo equivalente al pedimento de los anglosajones), se le conoce como glacia desnudo (Biro y Dresch, 1966), glacia de ablación (Dresch, 1970), glacia de erosión (Dresch, 1938) y glacia de denudación (Tricart, 1969; Tricart *et al.*, 1972). También se utilizan distintos términos en función del grado de acumulación de material detrítico. De este modo, Tricart (1969) distingue entre glacia de denudación (*glacia de denudation*) desprovisto prácticamente de depósito, glacia de derrame (*glacia d'épandage*) con acumulación de 1 a 3 m y, finalmente, glacia de colmatación (*glacia d'ennoyage*) cuando la cobertera detrítica supera los 5-10 m de potencia. A esta proliferación terminológica se une una confusión conceptual. Para algunos autores franceses los glacia

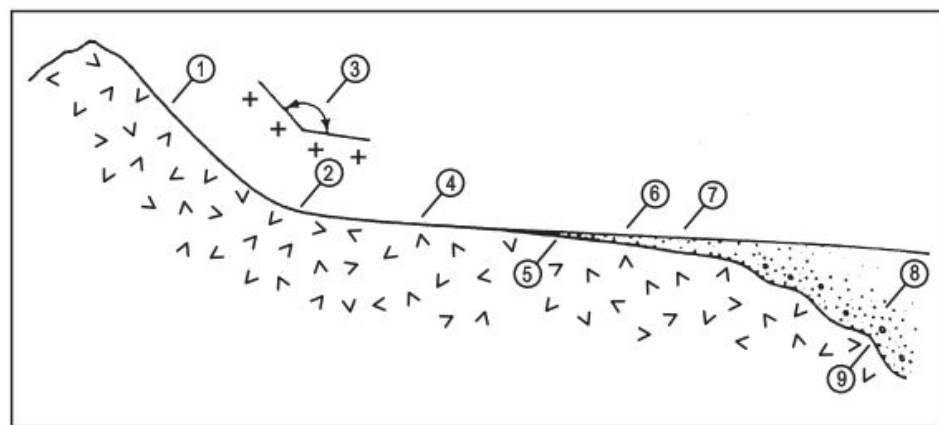
**FIGURA 17.29** Depósitos detríticos de piedemonte en los que no se puede aplicar la diferenciación, señalada por Bull (1977), entre abanicos aluviales y pedimentos. Ello se debe a la escasa o nula incisión de la red fluvial en los depósitos, que impide la observación del substrato. Puede tratarse de un pedimento cubierto o de abanicos aluviales coalescentes. Al fondo la Sierra del Cerro del Coronel (provincia de San Juan, Argentina). Precordillera de los Andes.







**FIGURA 17.30** Glacis que enlaza con los depósitos de terraza del Oued Ziz. Alto Atlas Central (Marruecos). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 17.31** Terminología y características de los pedimentos desarrollados en un piedemonte desértico. 1: ladera. 2: unión con el piedemonte. 3: ángulo de piedemonte. 4: pedimento. 5: pedimento cubierto. 6: recubrimiento. 7: llanura aluvial. 8: relleno aluvial. 9: fondo subaluvial (Mabbutt, 1977).

de erosión solo se desarrollan en rocas blandas, como calizas y margas (Dresch, 1957), y si el aplanamiento se produce en rocas duras (por ejemplo, granitos) se debe utilizar el término pedimento (Biot y Dresch, 1966). El discernir si una roca es blanda o dura, a simple vista, resulta realmente difícil y conduce a la subjetividad. Todo ello explica los numerosos estudios y controversias que han originado. Biot (1960) los considera como el principal problema de las regiones áridas. Por esta razón, estimamos que, para evitar todo tipo de confusión o error, se deben utilizar los términos de **glacis de erosión** para biselamientos en rocas desprovistas de depósitos y **glacis de acumulación o cubierto** para superficies que quedan fosilizadas por una delgada cobertera de detritos.

Los pedimentos se encuentran en una amplia variedad de situaciones climáticas, litológicas y tectónicas (Dohrenwend, 1994) y dada su distribución desde latitudes subpolares a zonas con climas que varían de áridos a tropicales húmedos (Whitaker, 1973, 1979) se pueden considerar como morfologías azonales, aunque son mucho más abundantes en medios áridos y semiáridos (Fig.

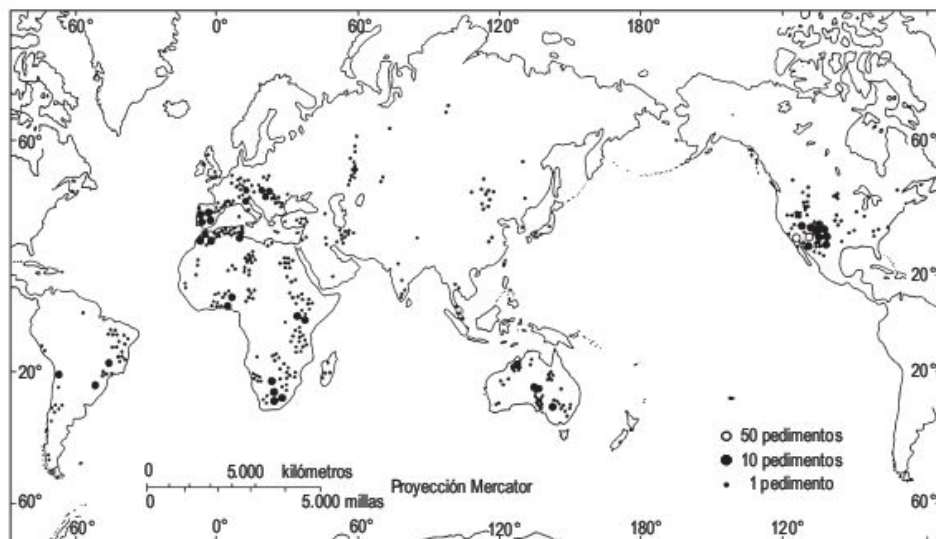
17.32). Ahora bien, en el diccionario de Whitaker (1973) se incluyen los criopedimentos que están en relación con los procesos de nivación analizados en las zonas periglaciares. Creemos que la mayor parte de las terminologías reseñadas en este trabajo se engloban dentro de los climas áridos *s.l.*, o bien puede tratarse de paleoformas o exhumaciones de estos ambientes, ubicadas en la actualidad en climas tropicales húmedos. Entendemos que pedimento es sinónimo de glacis de erosión, tal como señala Dresch (1957), y que estas morfologías se generan fundamentalmente en las zonas áridas y semiáridas, donde la vegetación es escasa e impone pocas trabas a la escorrentía.

### 17.2.1.1 Morfología de los glacis

Los glacis se desarrollan al pie de relieves poco importantes o de alineaciones montañosas. El frente montañoso, límite entre la zona elevada y el piedemonte, puede ser rectilíneo o sinuoso. Las indentaciones corresponden a la salida de los valles al piedemonte, que se denominan quebradas en Suramérica, y suelen corresponder a valles con



**FIGURA 17.32** Mapa de la distribución de pedimentos señalados en las publicaciones científicas (Whitaker, 1973).



paredes abruptas. En una alineación montañosa sin actividad tectónica la sinuosidad del frente tiende a incrementarse con el tiempo (Bull y McFadden, 1977). Por otra parte, el enlace con el piedemonte puede ser brusco, lo que suele obedecer básicamente a la presencia de fallas activas o a flujos hídricos que discurren a lo largo de la base de la ladera. Este tipo de unión que forma un ángulo entre las dos superficies se llama **knick**. Por el contrario, en otras áreas el enlace se desarrolla en una zona difusa, con un contraste importante de alturas, que forma una concavidad de enlace entre las laderas y el glacis. A veces, es difícil distinguir dónde empieza el glacis o dónde acaba la ladera.

Existen pocas investigaciones sobre el análisis cuantitativo de los pedimentos (Corbel, 1963; Mammerickx, 1964; Cooke, 1970b), en los que es fundamental establecer con precisión las variables estudiadas. Los pedimentos varían considerablemente en su superficie, oscilando

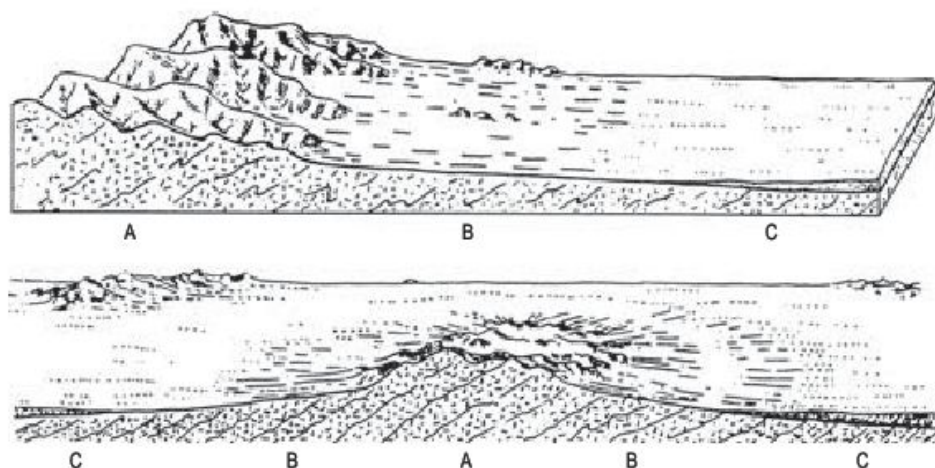
entre 2,5 y 650 km<sup>2</sup> en el Desierto de Sonora (Arizona). Por otro lado, también fluctúa substancialmente el porcentaje de la superficie total ocupada por los pedimentos; en el Desierto de Mojave (California) el área medida es de 6,7% y en el de Sonora se eleva al 30%. Los glacis se desarrollan desde la parte inferior de la ladera hasta un *oواد* o una llanura de sedimentación. Los perfiles longitudinales oscilan entre cóncavos y rectos y disminuyen su pendiente hacia las zonas bajas. Cuando los glacis rodean relieves aislados, o **inselbergs**, los perfiles son de carácter radial (Figs. 17.33 y 17.34). Estos son de dos tipos: **inselberg de posición** (*fernlinge*, para los autores alemanes), que debe su conservación a estar situados en la zona de divisoria de aguas e **inselberg de resistencia** (*härtinge*) constituido por rocas más difícilmente erosionables.

Las pendientes de los glacis oscilan entre 0,5° y 11° (Tator, 1952), y varían lógicamente a lo largo de los segmentos cóncavos (Fig. 17.35). Cuando están asociados a

**FIGURA 17.33** Inselberg, en arenisca cámblica, con pedimentos radiales de escasa pendiente a su pie. Región entre Jodhpur y Jaisalmer. Zona semiárida del Desierto del Thar (India).







**FIGURA 17.34** Diferentes partes de un glacis. A: zona disectada (arriba) e inselberg (abajo). B: glacis de erosión o pedimento con pequeños relieves residuales (arriba). C: glacis de acumulación o pedimento cubierto (Johnson, 1932a).



**FIGURA 17.35** Colina en la que se reconocen segmentos convexos y cóncavos en la ladera y en el frente se desarrolla un glacis erosivo, a partir de una concavidad de enlace. Machakos (Kenia).

fallas, la pendiente es más inclinada que en áreas no afectadas por estos contactos mecánicos. También existe una relación con el tamaño de los clastos, de tal forma que en las zonas con inclinaciones mayores se localizan los fragmentos de dimensiones más grandes. Para algunos autores la litología no es un factor que afecte a la pendiente (Mammerickx, 1964), mientras que otros defienden su incidencia (Cooke *et al.*, 1993). También el clima parece jugar un cierto papel, ya que en las regiones de mayor aridez la pendiente es menor (Mabbutt, 1977).

La red de drenaje suele estar incida en las áreas proximales y vierte radialmente sus aguas hacia las partes medias y distales, donde, por lo general, se desvanece paulatinamente. La morfología de los canales más típica es la trenzada, que sufre cambios importantes durante las avenidas. Los canales son muy poco profundos. Si el nivel de base desciende, la red incide en las áreas distales formando canales subparalelos (Cooke y Warren, 1973). En la mayoría de los casos, los glacis de erosión son superficies en las que aflora el substrato, que presenta recubrimientos, por

lo general aluviales, discontinuos y de muy poco espesor. Otras veces presentan pequeñas elevaciones (denominadas por los autores franceses *chicots*) que quedan como relieves residuales (Fig. 17.34).

### 17.2.1.2 Influencia de la geología y el clima en el desarrollo de los glacis

Ya se ha indicado y discutido la diferenciación que realizan algunos autores franceses entre glacis desarrollados en rocas blandas y pedimentos labrados en rocas duras. Esta distinción nos indica por sí misma la gran influencia que ejercen la **litología** y la **estructura** en la ubicación y evolución de los glacis. Estas morfologías, cuando se desarrollan en granitos, presentan por lo general un *knick* en el contacto ladera-glacis, que muchos investigadores australianos (Mabbutt, 1966; Twidale, 1967) atribuyen a que en este contacto se produce una mayor meteorización. Como en los medios áridos la meteorización es reducida,



se acude a etapas de mayor precipitación acaecidas en tiempos cuaternarios e incluso terciarios. En el sur de Arizona, con litologías de esquistos y basaltos, el ángulo entre la ladera y el glacis se incrementa considerablemente (Kirkby y Kirkby, 1974). Por el contrario, en rocas muy variadas y de menor resistencia a la erosión, el tránsito entre la ladera y el glacis es gradual y se realiza por una concavidad (Dohrenwend, 1994; Oberlander, 1997), tal como se observa en los glacis desarrollados en la Depresión del Ebro y en las áreas marginales de la cuenca mediterránea.

La historia tectónica reciente de una región o, lo que es lo mismo, su actividad **neotectónica**, tiene una influencia fundamental en el desarrollo de los glacis. Las áreas de estabilidad tectónica son los lugares adecuados para el origen y crecimiento de los glacis y se caracterizan por una elevada sinuosidad del frente montañoso. Por el contrario, cuando es importante la actividad tectónica reciente y actual, los glacis son escasos, predominando los abanicos aluviales y los frentes de las montañas son bastante rectilíneos (Bull, 1977b; Bull y McFadden, 1977). Todo ello sugiere que la estabilidad cortical es un factor muy importante en el desarrollo de los glacis.

En las zonas morfoclimáticas áridas la influencia del **dima** es muy contrastada. En las áreas hiperáridas (Atacama, Centro del Sahara, etc.) la carencia de precipitaciones produce una parálisis de la erosión hídrica (Oberlander, 1997), y si existen glacis derivan de períodos pluviales. Sin embargo, en medios áridos y semiáridos los glacis se desarrollan al existir una mayor escurritía. Las variaciones climáticas afectan al porcentaje de cobertura vegetal y, por consiguiente, a la actividad de los procesos erosivos y deposicionales. Estos cambios y sus consecuencias se analizarán con posterioridad al desarrollar la evolución de los glacis.

### 17.2.1.3 Procesos dominantes en los glacis

Quizás los procesos relacionados con la arroyada superficial son los de mayor importancia en las zonas desérticas. Esto parece un contrasentido (Tricart, 1969), ya que las regiones áridas presentan por definición un déficit hídrico; no obstante, las precipitaciones dominantes son de carácter tormentoso y la arroyada que se genera encuentra pocas trabas para discurrir en áreas con vegetación dispersa o ausente. La escurritía se moviliza en flujos confinados, a través de regueros y barrancos, y en flujos no confinados, como la arroyada en manto (*sheet flow*).

En regiones de estabilidad tectónica, la superficie del glacis se puede dividir en zona superior de erosión, zona intermedia de transporte y zona inferior de sedimentación (Johnson, 1932b), siendo graduales los límites entre ellas. Cuando el suministro de detritos aumenta, las zonas se desplazan hacia las partes superiores y, por el contrario, si la alimentación disminuye, se produce una emigración de las distintas zonas hacia las áreas distales (Cooke y Mason, 1973). Las zonas de erosión y de transporte se caracteri-

zan por la actividad de canales trenzados poco profundos, que derivan lateralmente, y por arroyadas en manto.

En cualquiera de las zonas podemos encontrar superficies de glacis situadas a mayor altura que el glacis funcional, que corresponden a formas reliquia carentes prácticamente de actividad. En ellas, intervienen la meteorización superficial y subsuperficial, la actividad eólica y se producen suelos pedocals y pavimentos desérticos con barnices.

Para algunos autores, sobre todo investigadores australianos, la meteorización subsuperficial juega un papel importante en el desarrollo de los glacis (Ruxton, 1958; Mabbutt, 1966, 1977; Twidale, 1967, 1983), fundamentalmente los formados en rocas cristalinas. El regolito es fácilmente denudado por la acción de la arroyada, que hace aflorar la superficie basal de meteorización, generando una superficie grabada (*etch surface*). Esta alteración se produce más fácilmente en áreas de sabana con climas contrastados y también, en menor grado, en medios semiáridos. Los lugares de máxima actividad de la alteración se localizan al pie de la ladera, en el contacto regolito-substrato rocoso y a lo largo de líneas de debilidad estructural.

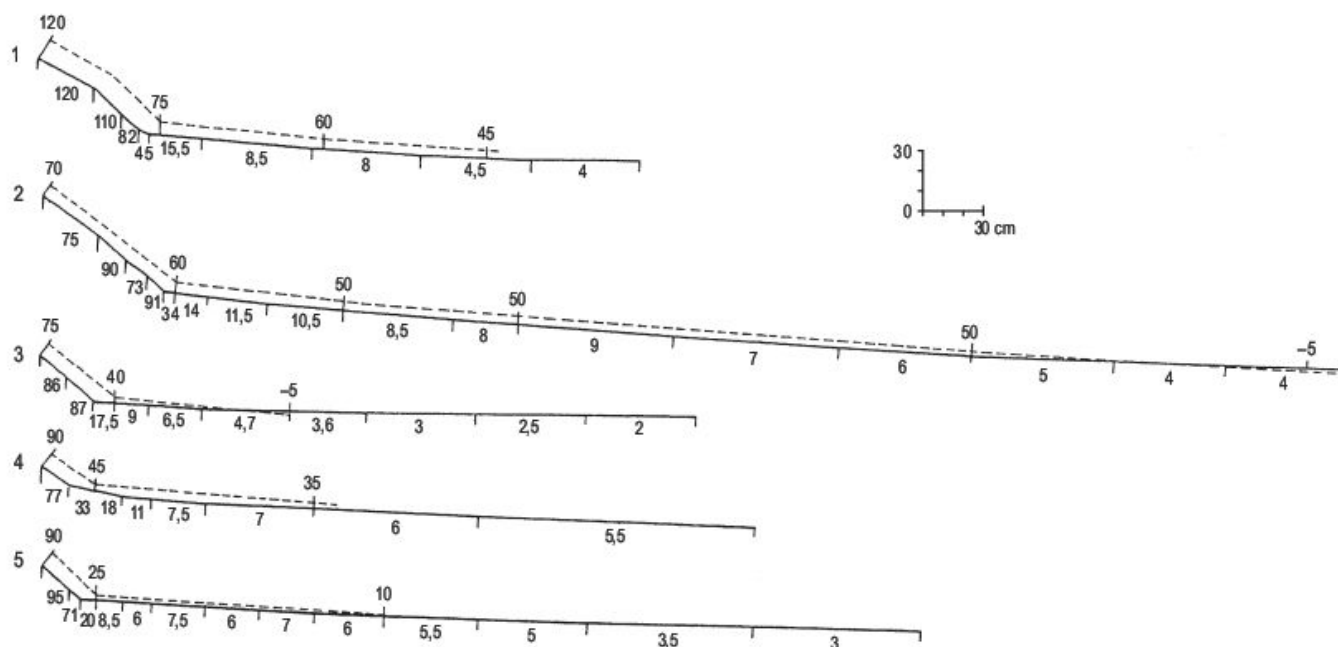
En rocas blandas la arroyada encuentra un material menos resistente a la erosión. En el caso de rocas carbonatadas se favorece el aplanamiento por la corrosión kárstica que experimentan, la cual se une a la acción mecánica de los flujos hídricos superficiales (Nicod, 1992). En la Cordillera Ibérica se localizan excelentes ejemplos, donde el desarrollo de los glacis y extensos aplanamientos alcanzan su mejor expresión y máximo desarrollo en estos terrenos calcáreos.

El estudio de las modificaciones de microrrelieves, llevados a cabo en pequeñas parcelas experimentales por Schumm (1962), proporciona datos muy valiosos sobre las variaciones de los micropedimentos a lo largo de ocho años de experimentación. Se instrumentaron con agujas de erosión en laderas tendidas constituidas por limolitas en el Badland National Monument, South Dakota. Los micropedimentos sufrieron un rebajamiento que se incrementa con la pendiente y la zona de enlace con la ladera experimentó un retroceso paralelo a sí misma. Por otra parte, en la zona inferior se produce una acreción en algunos de estos micropedimentos (Fig. 17.36). En esta publicación, el autor señala que «es poco probable que la formación de estos pedimentos en miniatura sea análoga, en general, a la formación de los pedimentos», aunque con posterioridad (Chorley *et al.*, 1984) indican que este proceso puede tener lugar en muchos sitios a mayor escala, con lo que el estudio de las zonas acarcavadas (*badland*) proporciona una forma de entender el desarrollo de un tipo de pedimentos.

### 17.2.1.4 Hipótesis sobre el origen de los glacis

El desarrollo de los glacis va unido a la disminución del volumen de las zonas elevadas. Si estas últimas experi-





mentan una gran disminución de su extensión, mayor será la superficie ocupada por el glacis. Las hipótesis propuestas se fundamentan en la explicación de los mecanismos que producen la degradación de los relieves y el desarrollo de los glacis en los piedemontes. Se basan fundamentalmente en el tipo de arroyada funcional en el piedemonte y en la preparación del sustrato por procesos previos a la erosión hídrica. Debemos de entender estas hipótesis no como exclusivas, sino como complementarias.

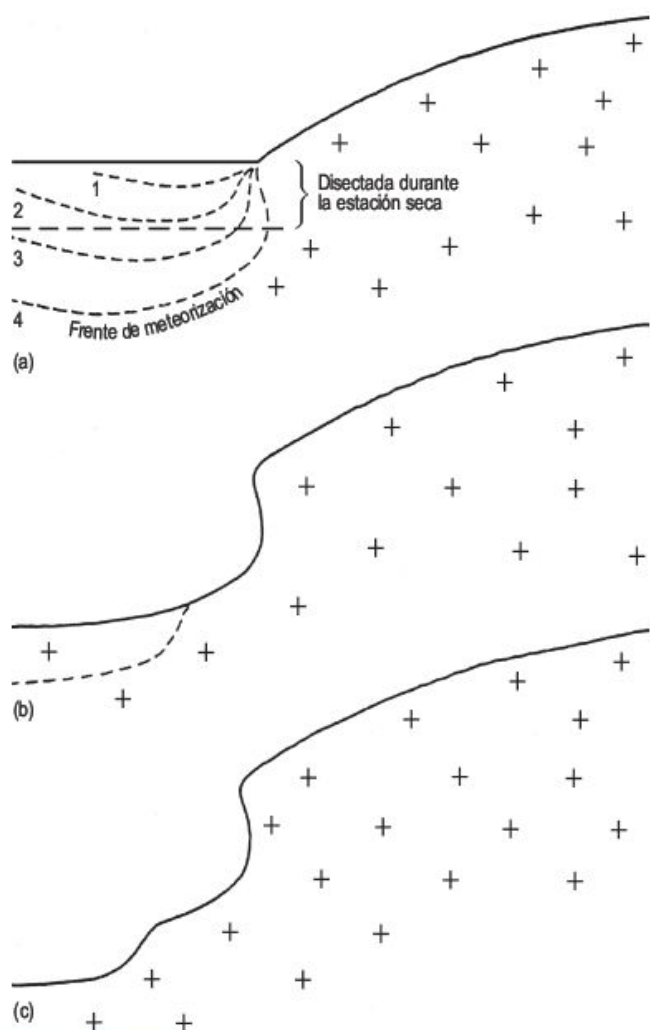
La hipótesis más clásica es la de la **inundación en manto** (*sheet flood*) de McGee (1897), en la que las aguas canalizadas procedentes de las zonas montañosas, al llegar al piedemonte, se transforman en una lámina de agua y sedimentos de 0,5 m de espesor que se derrama en un flujo turbulento no confinado. Estos flujos corresponden a avenidas en las que se transportan partículas de muy diverso tamaño, que erosionan el substrato. Esta inundación en manto ha sido reconocida por Blair (1987) en abanicos aluviales mediante fotografías aéreas en las Montañas Rocosas. Tricart (1969) señala que es necesario un relieve bastante voluminoso para que concentren las aguas en un canal, que posteriormente derrame su carga sedimentaria en el piedemonte. Esto indica que con pequeños relieves la hipótesis no parece aplicable. Por otra parte, como los canales de desagüe están separados una cierta distancia, los espacios entre los mismos, en la proximidad del frente montañoso, no se ven afectados por esta arroyada en manto. Además, este mismo autor también sugiere que se necesita una topografía plana o inclinada, anterior al desarrollo de la inundación en manto. Lawson (1915) intro-

duce procesos de meteorización y movimientos de masas para explicar el retroceso de las laderas en las que su inclinación permanece constante a lo largo de su evolución. Reconoce que la inundación en manto es el proceso final del origen de los glaciares.

La hipótesis de los **aplanamientos laterales** fue propuesta en primer lugar por Gilbert (1875, 1877), aceptada por Bryan (1922) y realizada por Johnson (1932a, b). En el piedemonte, el canal confinado se transforma en un conjunto de pequeños canales de disposición trenzada (arroyada difusa). Su anchura y profundidad es de algunos decímetros. Estos canalillos pueden encontrar obstáculos en su trayectoria, como arbustos y bloques, que tienen que contornear. Su morfología trenzada, al igual que la desarrollada en los grandes ríos, implica un aplanamiento lateral que se produce por la divagación continua de estos pequeños canales. La acción erosiva, motivada por la migración lateral de los canales, elimina paulatinamente los pequeños relieves existentes y, finalmente, elabora el pedimento. De esta forma se pueden explicar los pedimentos radiales desarrollados al pie de los inselbergs, que son de difícil entendimiento con la inundación en manto (Tricart, 1969). Algunos autores consideran que el aplanamiento lateral es más efectivo cuando afecta a rocas menos resistentes a la erosión (Sharp, 1940; Denny, 1967), mientras que en las rocas graníticas la denudación es mucho menor (Howard, 1942). Aunque la actividad de la arroyada difusa se verifica en estudios de campo, esta hipótesis no se debe considerar como una explicación general (Mabbutt, 1977).



Twidale (1962) y Corbel (1963) consideran que los procesos de meteorización química inciden en el desarrollo de los glacis. En desiertos de escudo, la denudación de los perfiles de meteorización, elaborados en un pasado geológico, puede dar lugar a superficies grabadas, que posteriormente se convierten en glacis de erosión por procesos de aplanamiento (Mabbutt, 1977). Por otra parte, esta meteorización es especialmente intensa en el contacto con el piedemonte (Twidale, 1962, 1967, 1976a), donde se reciben las aguas que discurren por la ladera. Este autor relaciona los pedimentos y el origen de las laderas extraplomadas (*flared slopes*) con esta meteorización. En las etapas húmedas el frente de meteorización progresa, mientras en las estaciones secas predomina la denudación (Fig. 17.37).



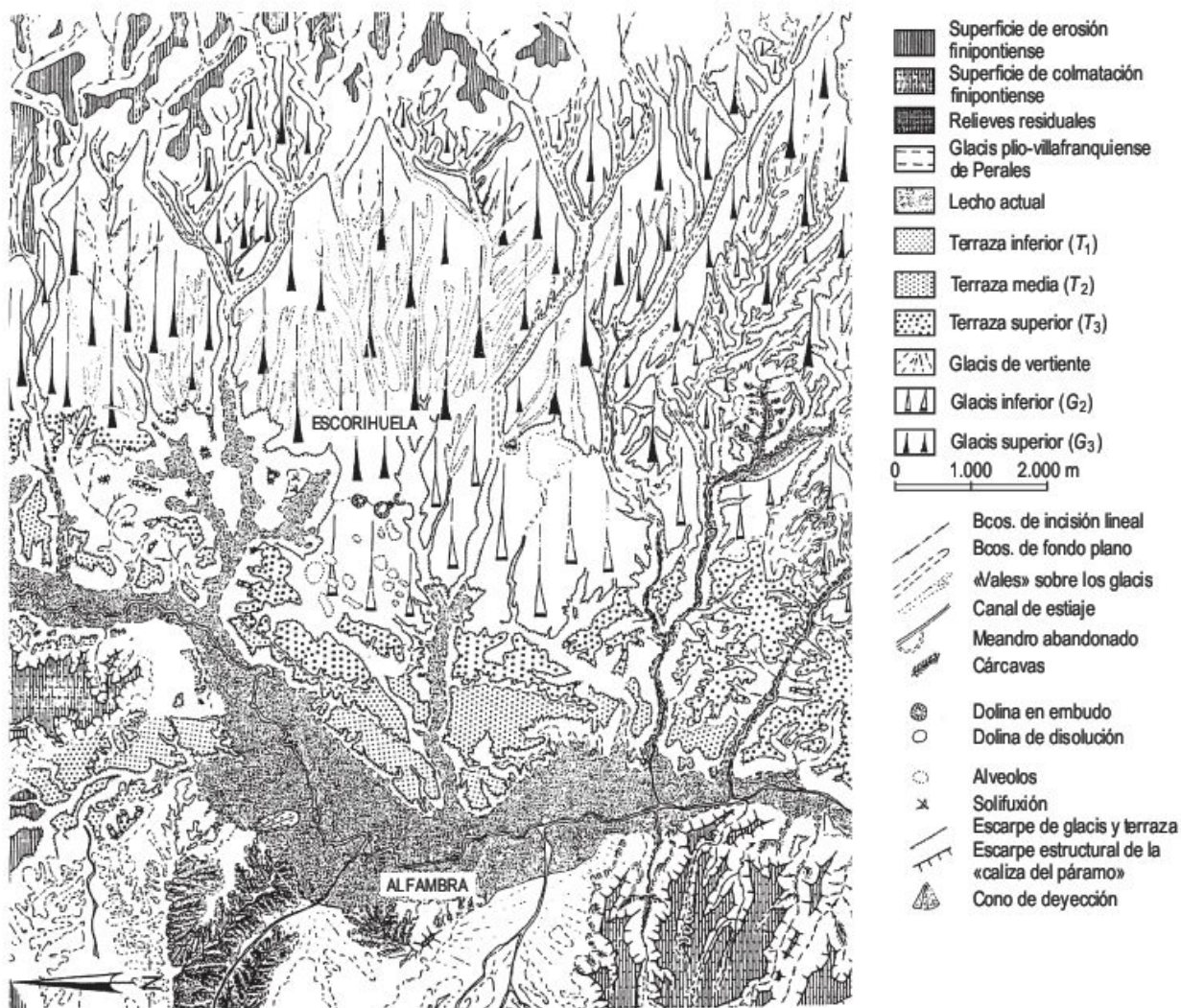
**FIGURA 17.37** Etapas en el desarrollo de laderas extraplomadas por meteorización al pie de la ladera y erosión diferencial posterior: (a) infiltración subsuperficial de la escorrentía al pie de la ladera y descenso del frente de meteorización; (b) descenso del nivel de base y denudación de los productos meteorizados, que dan lugar al afloramiento del frente de meteorización como una ladera extraplomada; (c) repetición del proceso y desarrollo de una nueva ladera extraplomada (Twidale, 1976a).

### 17.2.1.5 Evolución de los glacis. Pedillanuras

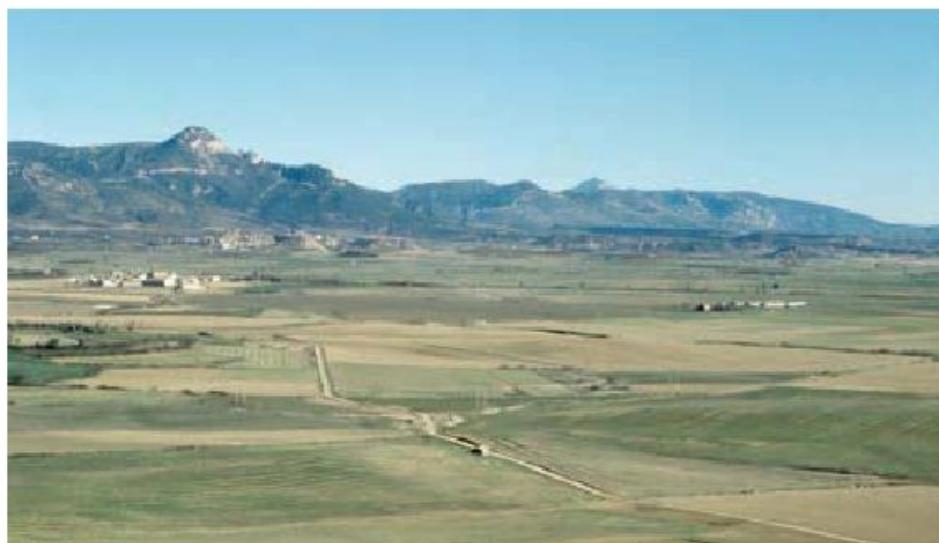
La escorrentía que discurre por la superficie de un glacis vierte finalmente sus aguas a depresiones endorreicas, a mares y océanos o, lo que es más frecuente, a un río desértico. Si el nivel de base se modifica, se desencadenan procesos geomorfológicos que remodelan el glacis primitivo. En el primer caso, las cubetas endorreicas sufren una continua agradación, como consecuencia del desmantelamiento de sus marcos elevados, llevando consigo una disminución de la pendiente del glacis. Cuando se produce un descenso del nivel del mar, tal como ocurre en épocas glaciares, tiene lugar una erosión remontante que compartimenta y aísla el glacis anterior, tal como se evidencia en numerosos ejemplos de la orla mediterránea. Por el contrario, un ascenso del nivel del mar lleva consigo una disminución del área ocupada por los glacis, pudiendo quedar incluso totalmente ocultos por las aguas marinas.

La evolución más generalizada de los glacis es la relacionada con los *ouads*. Los materiales transportados por la escorrentía superficial modelan un glacis erosivo en las zonas proximales y de acumulación en las áreas medias y distales. En la unión con los aluviones depositados en la llanura aluvial por los ríos desérticos, se produce una interdigitación entre los clastos ligados a los glacis, generalmente angulosos y de igual composición debido a su aporte lateral, y los del río desértico, polimícticos y redondeados, por haber sufrido un largo transporte longitudinal (Gutiérrez y Peña, 1976). Cuando se produce un descenso del nivel de base, por causas climáticas o tectónicas, los sistemas aluviales de aporte lateral se encajan paulatinamente en el glacis anterior, con el fin de equilibrarse con el nuevo nivel de base. El resultado se traduce en la erosión y compartimentación del glacis anterior y en la generación en el margen del *ouad* de una terraza (Fig. 17.38). El desarrollo de otros ciclos de este tipo dan origen a un conjunto de **glacis encajados** (Fig. 17.39). Estos corresponden a los *glacis embôités* (Joly, 1950; Dresch, 1957) de los autores franceses y a los *stepped pediments* o *staged pediments* (Mabbutt, 1977) de los investigadores anglosajones. Este sistema de glacis encajados señala sucesivas fases de incisión de los *ouads*, junto con etapas con predominio de la glaciplanación o pedimentación. Este modelo caracteriza básicamente la evolución de los glacis en rocas blandas, que evolucionan rápidamente en climas semiáridos (por ejemplo, Depresión del Ebro y fosas y depresiones interiores de la Cordillera Ibérica). Por el contrario, en climas áridos s.s., donde las precipitaciones son muy escasas, las alternancias de aplanamientos y encajamientos tienen lugar con grandes intervalos de tiempo (Figs. 17.40 y 17.41), ya que se necesitan oscilaciones climáticas de gran magnitud para alterar los procesos geomorfológicos dominantes. Finalmente, en áreas hiperáridas la actividad fluvial está paralizada casi por completo. En rocas duras, como las graníticas, el encajamiento de los





**FIGURA 17.38** Mapa geomorfológico de un sector del curso medio del río Alfambra (Norte de la Fosa de Teruel, Cordillera Ibérica). El glacis superior ( $G_3$ ) enlaza con la terraza superior ( $T_3$ ) y el glacis medio ( $G_2$ ) con la terraza media ( $T_2$ ). En la zona de enlace se produce una interdigitación de los depósitos del glacis y de la terraza (Gutiérrez y Peña, 1976).



**FIGURA 17.39** Diferentes niveles de glacis en los que se observa la concavidad de enlace con las laderas de las Sierras Exteriores pirenaicas. Hoya de Ayerbe (provincia de Huesca). Depresión del Ebro.





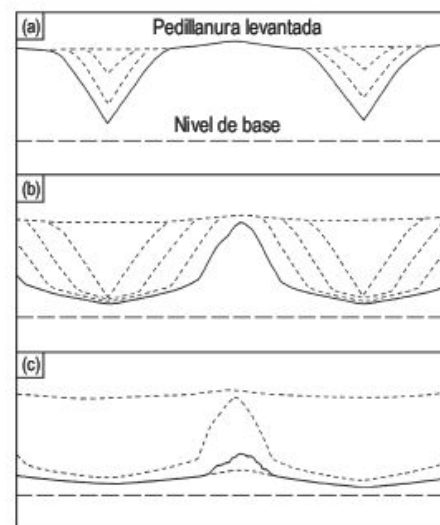
**FIGURA 17.40** Sistema de gacis encajados en el Desierto del Sinaí. Foto J. Rosell.



**FIGURA 17.41** Conjunto de gacis encajados con una cobertera aluvial, que ha evolucionado a un pavimento con bamiz desértico. Desierto del Negev (Israel).

afluentes laterales se dificulta por la resistencia de la roca y, por otro lado, parece necesaria una alteración previa para el desarrollo de la pedimentación.

En zonas de estabilidad tectónica, cuando las condiciones climáticas áridas perduran durante largos períodos de tiempo, los pedimentos siguen extendiéndose, como consecuencia del continuo retroceso paralelo de las laderas. Posteriormente, pueden originarse inselbergs, que finalmente también llegan a erosionarse. El relieve final corresponde a extensos aplanamientos elaborados en climas áridos a los que King (1953) denominó **pedillanuras**, a diferencia de las penillanuras de Davis (1899), originadas en climas húmedos. La pedillanura es el resultado final de un ciclo de **pediplanización**, que se reactiva por movimientos endógenos (Fig. 17.42). Para él la forma fundamental dentro de los paisajes en todo el mundo es el pedimento. La pediplanización da origen en los continentes a varias pedillanuras, que aparecen encajadas unas en otras, generando un escalonamiento (*piedmonttreppe*) de pedillanu-



**FIGURA 17.42** El ciclo de la pediplanación. (a) Juventud. (b) Madurez. (c) Senilidad (Interpretación de Small, 1970).





**FIGURA 17.43** Superficie de erosión que bisela materiales carbonatados plegados del Cretácico. Esta superficie corresponde a una pedillanura, elaborada fundamentalmente durante el Mioceno medio y superior. Debido a su extraordinario desarrollo se denomina Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica. La fotografía corresponde a la región de Aliaga (provincia de Teruel). Cordillera Ibérica nororiental.

ras (King, 1962, 1976). Estas pedillanuras pueden estar fosilizadas o exhumadas, como las superficies pretriásica e intramiocena de la Cordillera Ibérica, o aflorantes, como las superficies de erosión elaboradas con posterioridad en esta

Cordillera (Gutiérrez y Gracia, 1997) (Fig. 17.43). Mediante la correlación de los registros de erosión y sedimentación, King (1976) diferencia seis aplanamientos de carácter global, que se desarrollan desde el Jurásico al Cuaternario.

## 17.3 Lagos desérticos: playas y sebkhas

Partes importantes de las áreas desérticas se caracterizan por su endorreísmo y, por consiguiente, el agua puede estancarse dando lugar a lagos, que tienen tamaños y orígenes muy variables. Los lagos pueden sobrevivir si la alimentación, derivada de las aguas superficiales y subterráneas, supera a la evaporación. Cuando la carga de solutos aumenta el lago llega a convertirse en salado. Estos lagos de las zonas áridas pueden permanecer sin agua largos periodos de tiempo aunque, a veces, presentan un régimen casi estacional secándose durante las épocas estivales. Únicamente el Mar Aral, Mar Caspio y Mar Muerto (Fig. 17.44) presentan una columna de agua perenne que procede de la alimentación de zonas elevadas o de áreas muy distantes. La elevada salinidad del Mar Muerto (300.000 ppm de sólidos disueltos), alimentado fundamentalmente por el río Jordán, que constituye un canal de desbordamiento del Mar de Galilea, situado más al norte, impide el desarrollo de organismos por la sobresaturación salina. Por otra parte, los lagos salados, que tienen una salinidad mínima de 5.000 mg/l, son relativamente

frecuentes en las zonas áridas y semiáridas (Shaw y Thomas, 1997). Esta cifra constituye el límite entre las aguas dulces y saladas (Eugster y Hardie, 1978), basada principalmente en la tolerancia biológica.

Existe una nomenclatura muy numerosa sobre las depresiones cerradas desérticas (Tricart, 1969; Cooke y Warren, 1973; Cooke *et al.*, 1993; Currey, 1994; Shaw y Thomas, 1997). La mayoría de los vocablos se utilizan localmente y otros tienen una aceptación más generalizada. Por estas circunstancias se ha producido en la literatura un ligero confusiónismo. El término **playa** es español y fue introducido en la exploración del Oeste de los Estados Unidos. En el centro de la Depresión de Ebro, en la plataforma de Bujalaroz, se localizan numerosas depresiones cerradas; la de mayor tamaño es la de La Playa, la cual constituye un lago salado (Fig. 17.45) (Gutiérrez *et al.*, 2005b). Rosen (1994) define la playa como una depresión cerrada con una superficie salina. Shaw y Thomas (1997) consideran como sinónimos los términos de playa y *pan*, que definen como cuencas de zonas áridas de





**FIGURA 17.44** El Mar Muerto en su sector centroseptentrional, visto desde su escarpe occidental. Israel.



**FIGURA 17.45** Depresión cerrada salina, en la que se observan, en primer plano, instalaciones de antiguas explotaciones de sal. Laguna La Playa. Sector Central de la Depresión del Ebro. Bujaraloz (provincia de Zaragoza).

tamaño y origen muy variable, que están afectadas por inundaciones de aguas superficiales efímeras de diferente extensión y periodicidad. Otros autores utilizan *pan* solamente para depresiones cerradas de pequeño tamaño. Esta denominación es frecuente en Suráfrica, Australia y Estados Unidos.

Términos sinónimos son *sebkha*, palabra árabe utilizada en el norte de África, mientras que *sabkha* se usa en los países de la Península de Arabia (Fig. 17.46). En Persia se emplea *kavir* para depresiones ricas en sales. *Chott* es un vocablo árabe aplicado a una cubeta salina con alimentación de agua subterránea y se emplea en el área sahariana (Chott El Jerid, Túnez). *Takir*, término de Asia central, es una depresión predominantemente arcillosa, que en los Andes argentinos se denomina *barreal* (Fig. 17.47). En los desiertos suramericanos se utilizan los términos de *salar* (altiplano chileno de Atacama), *sa-*

*lina* y *bolsón* para depresiones con fondos arcillosos y salinos.

Glennie (1970) diferencia entre *sabkhas* interiores y **sabkhas litorales** (Fig. 17.48) que son parecidas entre sí, pero las segundas constituyen llanuras salinas en zonas áridas, situadas en el litoral y afectadas por penetraciones de aguas marinas que sedimentan depósitos mareales (Warren, 2006). Como se suelen localizar en áreas de gran evaporación se precipitan sales de elevada solubilidad. En la actualidad existen excelentes ejemplos en el Golfo Pérsico y en el sur de Túnez.

La mayoría de las depresiones cerradas desérticas son de pequeño tamaño y fluctúan desde decenas de metros cuadrados de superficie hasta los casi 10.000 km<sup>2</sup> del Salar de Uyuni (Bolivia) (Rettig *et al.*, 1980; Risacher y Fritz, 2000), que se sitúa en el altiplano a 3.653 m (Fig. 17.49). Durante el Pleistoceno superó posiblemente los





**FIGURA 17.46** Sabkha rodeada por campos de dunas. Al Liwa, Desierto de Rub Al Khali. Unión de Emiratos Arabes.



**FIGURA 17.47** Barreal Blanco constituido por limos con elevado contenido en carbonato, procedente de las formaciones calcáreas cambro-ordovícicas que le rodean. Precordillera de los Andes. Provincia de San Juan (Argentina).



**FIGURA 17.48** Extensas acumulaciones de halita, correspondientes a la parte central de la Sebkha litoral el Melah. Zarzis (Túnez).





**FIGURA 17.49** Salar de Uyuni desde los afloramientos volcánicos que constituyen la Isla del Pescado (Bolivia). Foto C. Maldonado.

43.000 km<sup>2</sup>, denominándose entonces Lago Minchin (Blair, 1986). El conjunto de todas las áreas lacustres ocupan menos del 1% de la superficie de los desiertos (Shaw y Thomas, 1997), aunque en algunos lugares de África del Sur alcanzan un 20% (Goudie y Wells, 1995). En el noroeste de Texas se reconocen de 30.000 a 37.000 cuencas lacustres (Osterkamp y Wood, 1987). Exceptuando algunos lagos de origen tectónico, la mayoría de las cubetas de las zonas áridas raramente exceden los 15 m de profundidad en los momentos de máximo nivel (Mabbutt, 1977). Los lagos tectónicos son alargados, paralelos a las estructuras regionales dominantes. También

la deflación, o arranque de partículas por el viento, puede ser una causa del alargamiento de los lagos (**lagos orientados**). Por lo general, en los demás casos las depresiones cerradas desérticas suelen tener forma aproximadamente circular. Si la alimentación hídrica y de sedimentos es pequeña los fondos son irregulares. Cuando la deposición clástica es importante se van eliminando las irregularidades del fondo. La dinámica de las aguas lacustres, tales como olas y corrientes de deriva dan lugar a la formación de barras, flechas e islas barrera como en la Laguna de Gallocanta (provincias de Zaragoza y Teruel) (Fig. 17.50) (Gracia, 1995).



**FIGURA 17.50** Formas litorales deposicionales, durante época seca (septiembre 1996), en la Laguna de Gallocanta (provincias de Zaragoza y Teruel). Cordillera Ibérica Central. Foto B. Leránz.



Ecológicamente, el hábitat lacustre está limitado fundamentalmente a masas de agua con profundidades mayores de 2 m; las aguas de menor profundidad se consideran como hábitats palustres (Cowardin *et al.*, 1979; en Currey, 1994). Estos ambientes lacustres pueden contener gran número de plantas, desde algas azul-verdosas a juncos y también diferentes tipos de organismos, que toleran las condiciones salinas (Eugster y Hardie, 1978). Por otra parte, la elevada salinidad de algunos lagos puede ser objeto de explotación mineral, como cloruros, nitratos, carbonatos de sodio, borax, litio, potasio, etc. Por su planitud se utilizan como aeródromos, para prácticas deportivas y actividades militares. En la prehistoria los litorales de estos lagos, sobre todo en periodos pluviales, fueron lugares de numerosos asentamientos.

### 17.3.1 Origen de las depresiones cerradas en medios áridos

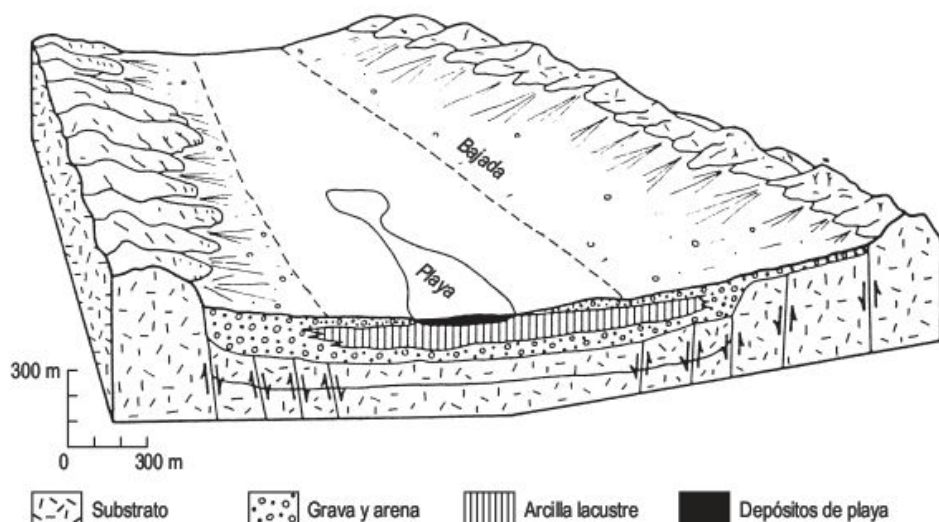
Los orígenes de los lagos desérticos son muy variados y obedecen a diferentes causas. Hutchinson (1957) distingue dos causas fundamentales (estructurales y geomórficas) y, a su vez, diferencia 13 grandes grupos de procesos, en los que incluye 75 tipos diferentes de depresiones cerradas. Mabbutt (1977) establece cuatro orígenes fundamentales: cuencas tectónicas, erosivas y deposicionales y, finalmente, cráteres volcánicos y meteoríticos. En cada uno de ellos diferencia distintos tipos. Shaw y Thomas (1997) adoptan en líneas generales esta clasificación, ampliando el número de tipos.

Las **cuencas tectónicas** se producen fundamentalmente por la generación de fosas y semifosas o bien por grandes abombamientos negativos. Así, en el sistema de *rift-valleys* de África Oriental, se reconocen el Mar Muerto, los lagos Turkana o Rodolfo (Kenia) y Natrón (Tanzania). El lago Victoria está en relación con amplios

arqueamientos, como el Lago Chad, en el centro de África, o el Lago Eyre, en Australia. En los desiertos del Oeste de los Estados Unidos es característica la tectónica de bloques, que articula parte del territorio en sistema de fosas y *horsts* (Fig. 17.51), al igual que en la Precordillera de los Andes en Argentina. También se localizan algunas veces, a lo largo de fallas en dirección, pequeñas depresiones cerradas, alimentadas por aguas subterráneas.

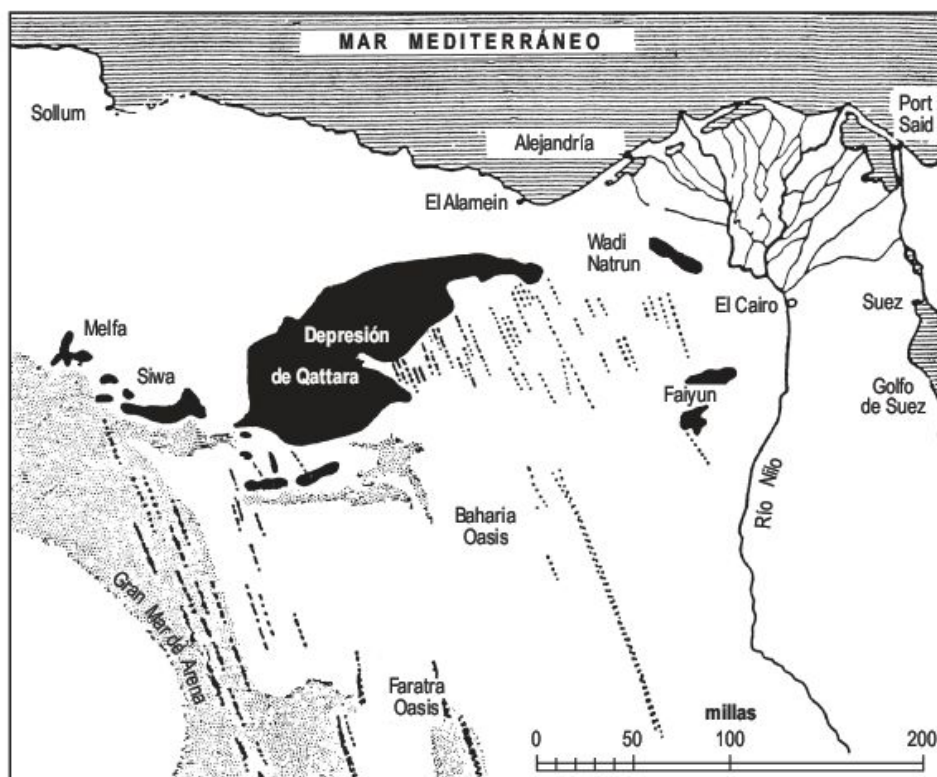
Las **cuencas erosivas** de las zonas áridas se originan fundamentalmente por deflación y se extienden en gran número por todos los desiertos del mundo. La mayor cuenca de deflación conocida es la Depresión de Qattara (Fig. 17.52), en el noroeste de Egipto, que cubre un área de 18.000 km<sup>2</sup> y alcanza una profundidad de 134 m bajo el nivel del mar. Las áreas deflactadas de esta depresión forman parte u originan el gran sistema de dunas existente al suroeste de la misma (Glennie, 1970). Estas dimensiones son raras, pero son muy frecuentes las cubetas de deflación de tamaño hectométrico, tal y como se observan en el centro de la Cuenca del Duero (Gutiérrez *et al.*, 2005a). Estas depresiones requieren ausencia de vegetación para su formación.

Su evolución puede detenerse por aflorar partículas de tamaño de grano no exportables por el viento (Tricart, 1969). El mismo efecto se produce con la presencia de una capa relativamente importante de sal. Un nivel freático próximo a la superficie en una playa controla igualmente la profundidad de la deflación (Shaw y Thomas, 1997). También la deflación puede dar origen a *sebkhas* interduanas (Fig. 17.46). Las hamadas, que son grandes aplanamientos del Sahara y la India, presentan en su superficie depresiones cerradas poco profundas llamadas *dayas*, que se interpretan por disgregación mecánica y actividad eólica (Tricart, 1969) o bien por karstificación en carbonatos según varios autores (véase Shaw y Thomas, 1997). Como consecuencia de la deflación del fondo de las depresiones cerradas en regiones áridas, las partículas pueden deposi-



**FIGURA 17.51** Bloque diagrama de una depresión tectónica con playa, típica de los desiertos del suroeste de los Estados Unidos. Según Motts (1970), en Mabbutt (1977).





**FIGURA 17.52** Mapa en el que se señalan depresiones, grandes acumulaciones de arena y dunas alineadas en el Desierto de Egipto (Holmes, 1944).

tarse en el borde de la zona de sotavento originando un edificio eólico en forma de media luna (Hills, 1940), denominado **luneta** (*lunette*) en la literatura anglosajona y *bouirelet* (guirnalda) en la francesa (Fig. 17.53). Estas acumulaciones están formadas por partículas que fluctúan entre los tamaños de arena y arcilla. Se forman en áreas entre 100 y 700 mm de precipitación. Pueden tener varios kilómetros de largo y superar los 60 m de altura.

Dentro del apartado de cuencas erosivas se incluyen las depresiones cerradas originadas por **disolución kárstica** superficial y subsuperficial sobre todo en evaporitas. Así, en el área semiárida de Bujaraloz, centro de la Depresión del Ebro, se desarrolla un extenso y numeroso campo de depresiones kársticas, cubiertas temporalmente de agua (Figs. 17.45 y 17.54). En la Laguna de la Playa el fondo llega a alcanzar cerca de 4 km de longitud. La disolución se lleva a cabo en una formación miocena en la que alternan calizas y yesos. Las cubetas presentan un alargamiento de dirección noroeste, que corresponde a la dirección predominante de fracturación y a la actividad del viento prevalente, de igual rumbo («cierzo») (Quirantes, 1965; Pueyo, 1978-79; Sancho y Gutiérrez, 1993; Gutiérrez *et al.*, 2005b).

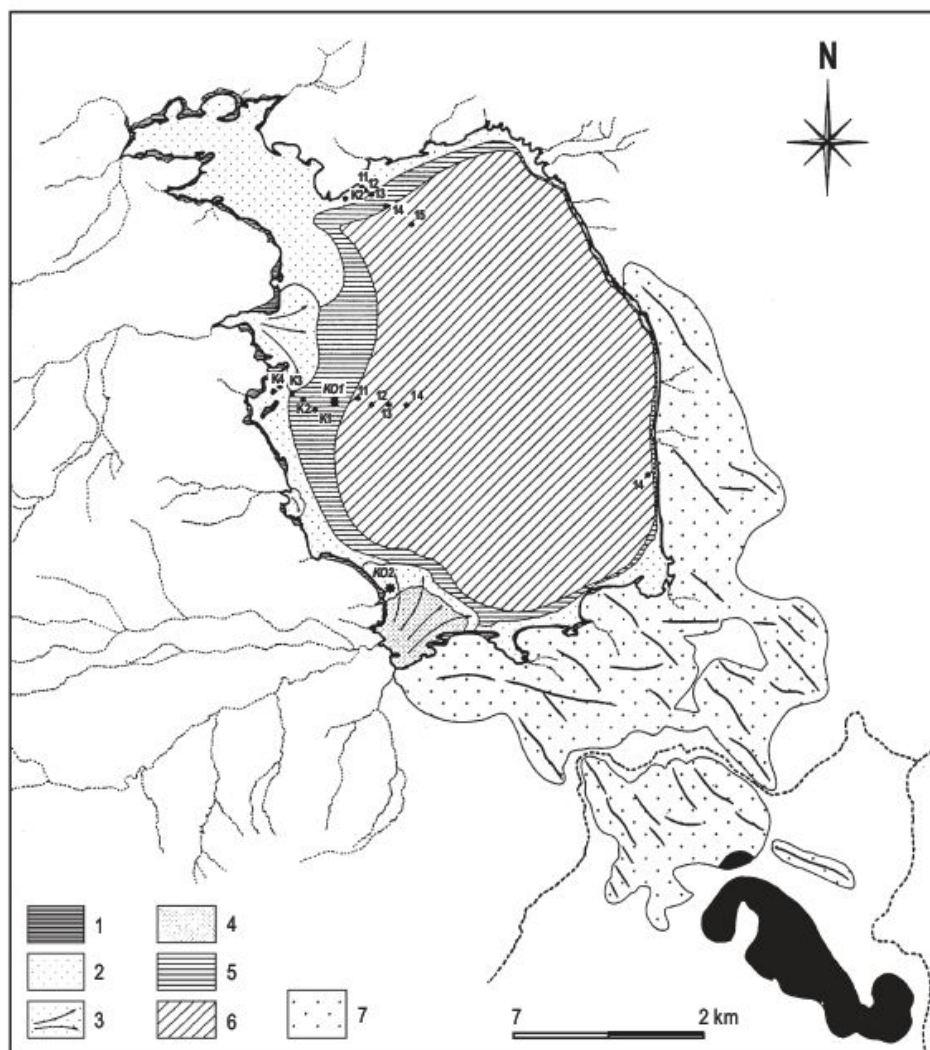
El **piping** en regiones semiáridas también puede generar depresiones cerradas (Fig. 16.58). En Lupiñén (provincia de Huesca), sector central de la Depresión del Ebro, sobre laderas de detritos sueltos de potencia variable (hasta 15 m) que cubren depósitos miocenos, se desarrolla una red de conductos en el contacto entre ambas litologías, de-

bido a la elevada porosidad del depósito de ladera. El ensanchamiento de las galerías produce una disminución de la resistencia mecánica de sus techos, lo que desencadena colapsos. En superficie se manifiesta por pseudolinas de hasta 35 m de anchura y 20 m de profundidad con morfologías en embudo y pozo (Fig. 17.55) (Gutiérrez *et al.*, 1988).

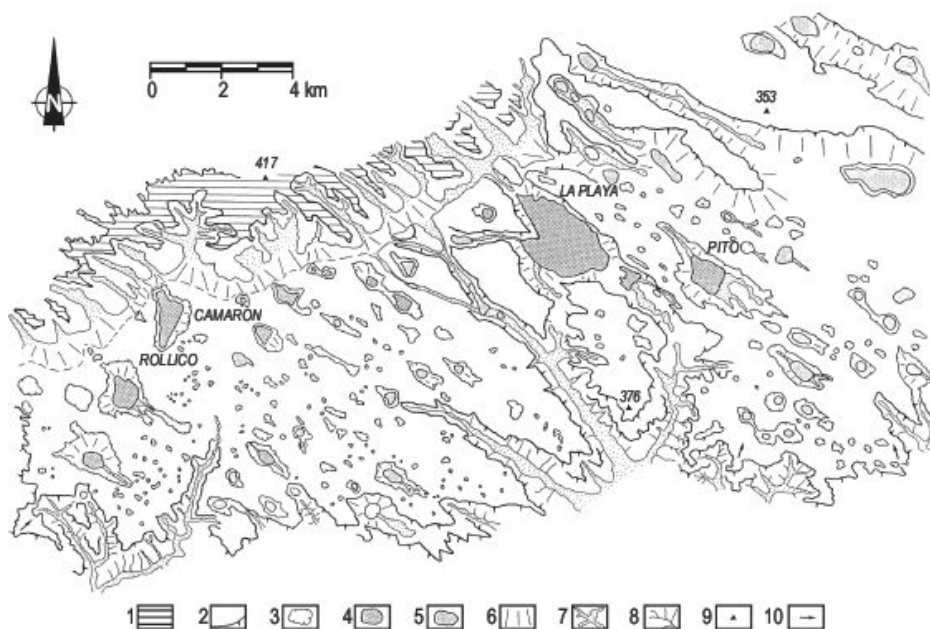
La acción erosiva se manifiesta también por la **actividad de animales**. Los grandes herbívoros al consumir la vegetación facilitan los procesos de deflación, al igual que el pisoteo de numerosos grupos de animales (Goudie, 1984). Los elefantes excavan con sus patas y trompas depresiones cerradas de hasta 25 m de diámetro y 1,5 m de profundidad (Thomas, 1988).

Las **cuencas de sedimentación** pueden producirse por el abandono de sistemas de drenaje o reemplazamiento por otra red fluvial. Así, en Omán, Maizels (1987) describe una serie compleja de paleocanales que han producido depresiones cerradas alineadas durante su larga evolución plio-pleistocena, en la que han alternado periodos húmedos y secos. También en la llanura de inundación se originan depresiones lacustres. Las dunas pueden represar cursos fluviales, como al Sur y Este de Tombocou (Mali). También las coladas de lava pueden producir los mismos efectos. En la evolución del litoral se originan playas y barras, que conducen a la formación de sebkhas litorales (Glennie, 1970). También se originan de esta forma algunas albuferas levantinas semicolmatadas, como la de Pego, o la de Elche (Sanjaume, 1985).



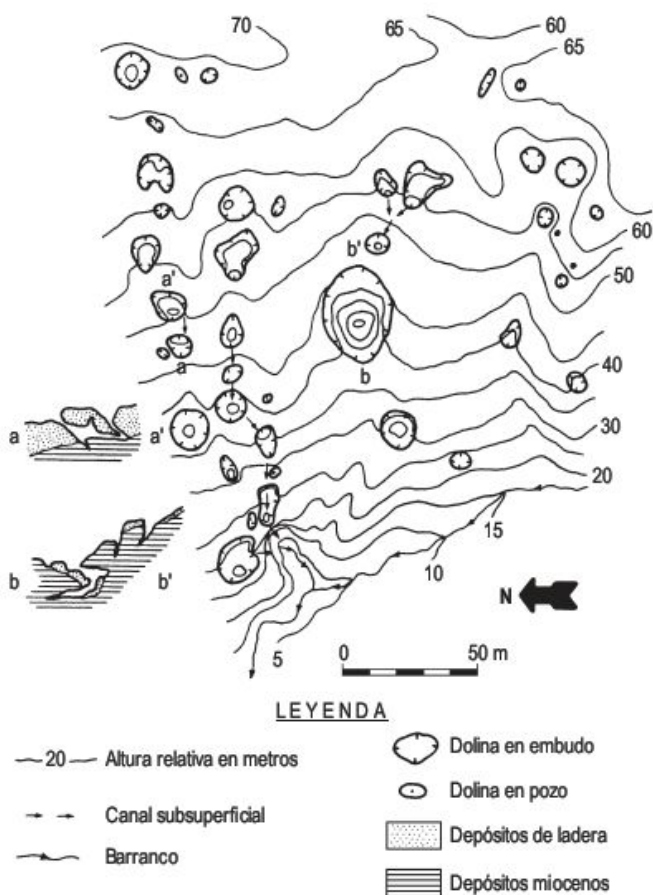


**FIGURA 17.53** Sebkha el Kourzia y su lunette. 1: escalón que rodea el borde de la sebkha; 2: zona de limos margosos; 3: conos aluviales de los principales tributarios; 4: zona de formación de micropoliedros; 5: zona de limos margosos con finas hiladas de yeso; 6: zona de lodos negros con costra halítica estival; 7: lunette de la Sebkha el Kourzia. En negro: lunette antigua (Perthuisot y Jauzein, 1975).



**FIGURA 17.54** Mapa geomorfológico de los lagos salados del área de Bujalaroz. 1: formas estructurales en yesos. 2: plataformas y crestas sobre calizas. 3: depresiones kársticas y dolinas. 4: lagos salados. 5: áreas de inundación temporal. 6: glaciares recientes y depósitos de ladera. 7: valles de fondo plano. 8: barrancos. 9: cota topográfica. 10: buzamiento (Sancho y Gutiérrez, 1993).





**FIGURA 17.55** Mapa de pseudolinias desarrolladas por piping sobre depósitos de ladera (Gutiérrez *et al.*, 1988).

Finalmente, la actividad volcánica puede construir **cráteres** que se llenan parcialmente de agua, como Zuni Salt Lake (Nuevo México). También el impacto de meteoritos en zonas áridas crea **cráteres de impacto**, del que el ejemplo más sobresaliente es el Meteor Crater (Arizona), actualmente seco.

### 17.3.2 Rasgos generales sobre la hidrología de las zonas áridas

Las variaciones de nivel de los lagos dependen de la alimentación y de las pérdidas que sufren. La alimentación procede de la escorrentía superficial, del aporte de aguas subterráneas y, en menor grado, de las precipitaciones directas sobre el lago. Las pérdidas de agua se deben a la evaporación, infiltración y, en el caso de que se colmate la cubeta lacustre, del caudal del canal de desbordamiento. Cuando se pierde el equilibrio entre alimentación y pérdida de agua se producen expansiones y retracciones de los márgenes de los lagos. En las regiones áridas estas modificaciones son muy frecuentes, excepto en los lagos de

gran profundidad como los del *rift-valley* de África Oriental. En los climas desérticos las precipitaciones son escasas y la evaporación es muy importante, por lo que muchas veces los lagos se secan.

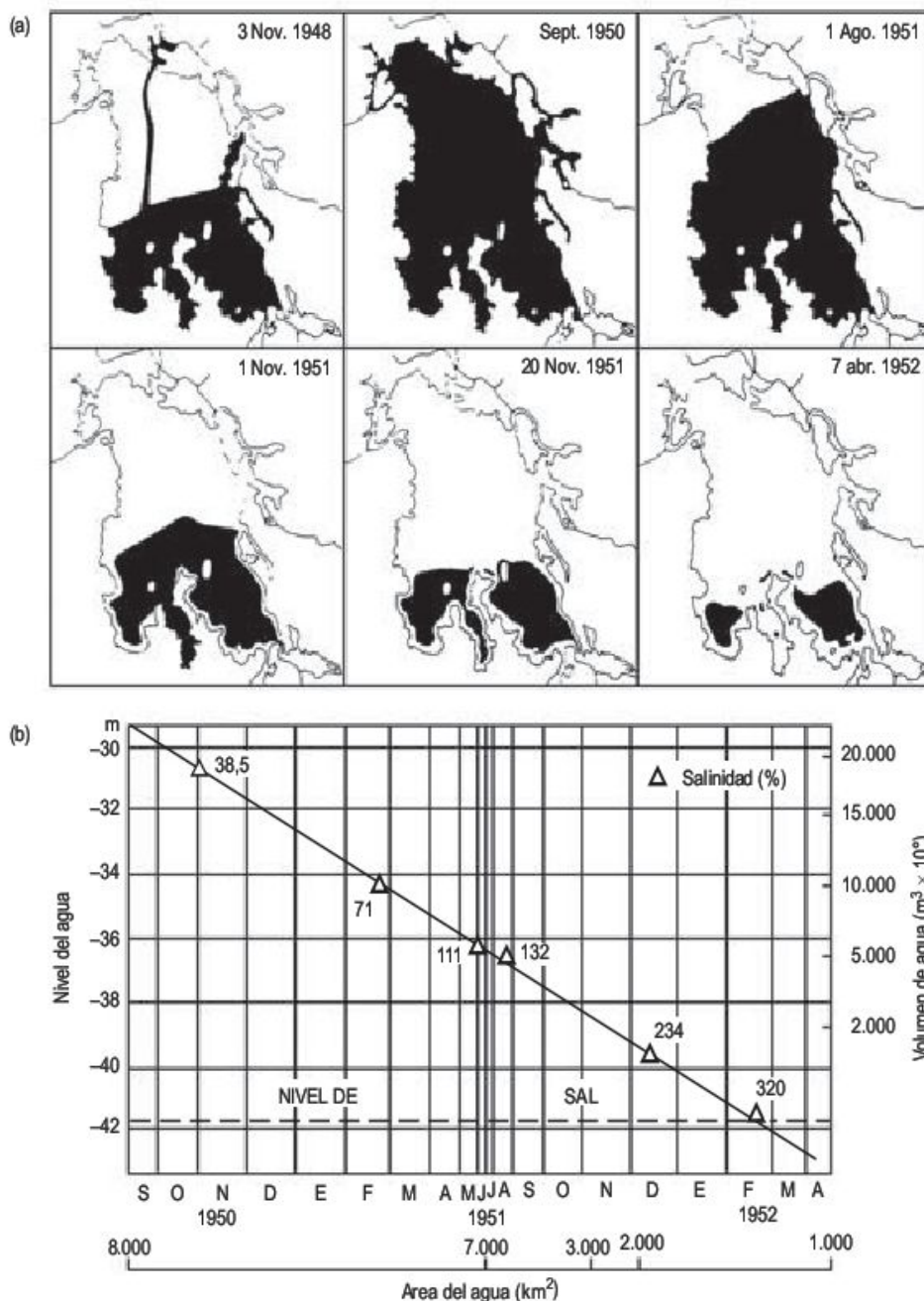
La capacidad del lago está controlada por la altura de la divisoria de la cuenca respecto al fondo y por la batimetría de este último. A lo largo del tiempo las divisorias se denudan paulatinamente y las irregularidades del fondo van desapareciendo por sedimentación. Todo ello trae consigo una menor capacidad de la cubeta lacustre. La altura y anchura pueden modificarse por deflación eólica, que tiende a profundizar y ensanchar la depresión cerrada. En determinadas regiones puede ser frecuente la actividad tectónica, que llega a afectar a la forma y capacidad del lago. Igualmente, el volcanismo suele producir modificaciones importantes. Este es el caso de los numerosos volcanes existentes en el fondo del *rift-valley* de África oriental, que en sus épocas de actividad llegan a alterar la morfología de los lagos alojados en estas grandes estructuras.

En algunas cuencas lacustres se producen conexiones entre distintas cubetas, lo que trae consigo la mezcla entre ellas de agua, solutos y sedimentos en suspensión. Las transferencias pueden realizarse por un canal de un lago a otro, o bien por desbordamientos a distintas subdivisiones morfológicas dentro de un lago (Currey, 1994).

El nivel de los lagos desérticos se reduce fundamentalmente por evaporación, que elimina fácilmente una columna de agua de 2-3 m por año. En el conjunto de los lagos de influencia del Níger existentes en el entorno de Tombouctou (Mali), se ha registrado una evaporación de 2,5-3 m en ocho meses (Tricart, 1969). Como la precipitación de las zonas áridas es irregular pueden producirse crecidas importantes, que rellenan el lago, cuya inundación puede durar varios años. Estas crecidas son características de grandes cubetas, ya que las de menor tamaño suelen secarse en menos de un año.

El lago Eyre, en el Desierto Simpson (Australia), tiene una superficie de 8.430 km<sup>2</sup> y una longitud de 144 km con una anchura de 77 km (Warren, 2006). La cuenca de recepción tiene un área cien veces superior. Su máxima profundidad es de 15,2 m y constituye el punto más bajo de Australia (Warren, 2006). Las precipitaciones oscilan entre 100 y 500 mm (Bonython y Mason, 1953). A mediados del siglo xx se inundó (Fig. 17.56a); se inició con lluvias de 200-400 mm en febrero-marzo de 1949 y se inundó la parte meridional. Con posterioridad, nuevas precipitaciones de unos 500 mm en enero-abril de 1950 y otras posteriores rellenan el lago en septiembre de ese año. La etapa de desecación comenzó al mes siguiente, con un incremento de la salinidad y un descenso del nivel, área y volumen de agua (Fig. 17.56b). En 1953 estaba completamente seco. La composición salina media en el lago es de NaCl (96,14%) y CaSO<sub>4</sub> (2,38%). El lago Eyre se rellena completamente unas doce veces cada siglo.





**FIGURA 17.56** Etapas de relleno de agua y desecación en el Lago Eyre. (a) Extensión del agua en superficie; (b) relación entre nivel, volumen, área y salinidad del agua (Bonython y Mason, 1953).

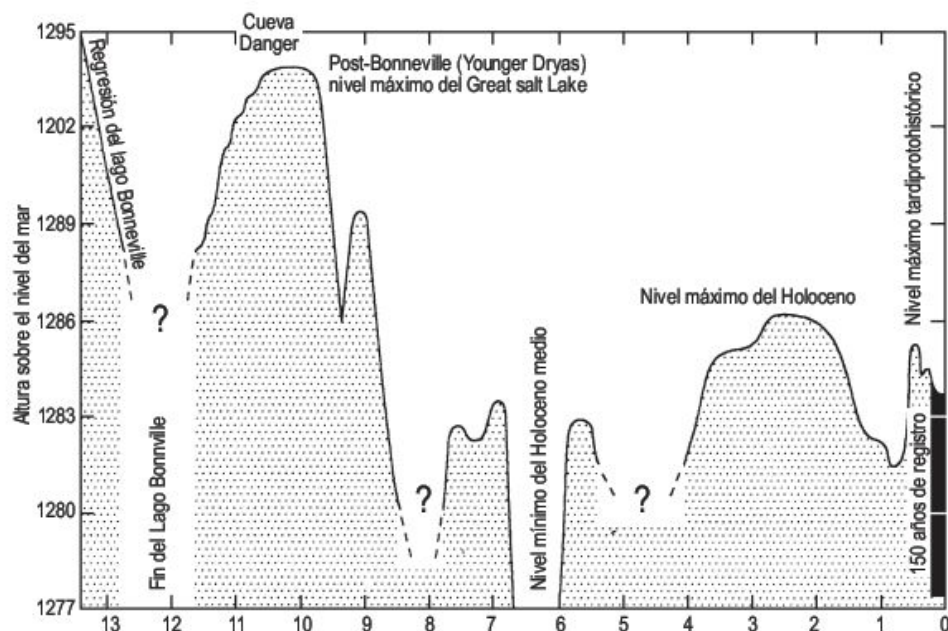
Los procesos lacustres, desde el punto de vista geomorfológico, se desarrollan en aguas someras, donde la turbulencia mezcla la columna de agua y se producen olas de baja energía, que se limitan al transporte hacia la costa y a lo largo del litoral para formar playas y otras morfologías.

Los trabajos detallados de los márgenes lacustres sobre las morfologías existentes, así como el estudio de los registros estratigráficos, permiten obtener los ascensos y descensos del nivel de los lagos durante el Pleistoceno y Holoceno, obteniendo de este modo el hidrograma del lago para esas épocas (Fig. 17.57).

### 17.3.3 Sedimentación en los lagos desérticos

Los sedimentos depositados en las depresiones cerradas de las zonas áridas dependen del régimen hidrológico, de tal forma que en las playas secas afectadas por inundaciones se depositan fundamentalmente limos y arcillas, aunque a veces en épocas de mayor energía se sedimentan canalillos de arena fina. Este tipo de sedimentación se localiza sobre todo en los márgenes de la cubeta, donde pueden desarrollarse abanicos aluviales. Las aguas que llegan a las partes centrales sufren una intensa evaporación, lo que





**FIGURA 17.57** Hidrograma de la cuenca del Great Salt Lake, Utah, durante los últimos 13.000 años (Murchinson, 1989; en Currey, 1994a). Los primeros registros de actividad humana se encuentran entre 11 y 10 ka en Danger Cave.

conlleva un incremento de la salinidad, con la consiguiente precipitación de sales al alcanzar la saturación. En las playas húmedas domina el agua subterránea salina y los depósitos existentes fluctúan desde sedimentos impregnados en sal a evaporitas (Mabbutt, 1977).

En los desiertos de montañas y depresiones el modelo de la playa (Fig. 17.51) se caracteriza por un frente montañoso, correspondiente a un bloque levantado. A su pie se desarrollan abanicos aluviales en facies proximales de gravas y arenas, que pasan hacia las partes más bajas a llanuras de limo y arcilla, frecuentemente con sales. Finalmente, se desarrolla en las partes más bajas un lago somero donde se depositan las evaporitas (Eugster y Hardie, 1975; Hardie *et al.*, 1978; Anadón, 1989). Al estar afectadas las depresiones por frentes tectónicamente activos, los depósitos que se alojan en las mismas suelen alcanzar considerables potencias. Se reconocen numerosos ejemplos en los desiertos del Oeste de los Estados Unidos.

Los lagos temporales existentes en los desiertos de escudos y plataformas suelen ser de pendiente muy baja y presentan depósitos de arena, limo y arcilla con evaporitas de poco espesor. Incluso, en ocasiones, aflora el substrato rocoso. Como consecuencia de su escaso relieve sufren importantes expansiones en épocas de recarga. En etapas secas la actividad eólica es el proceso dominante y puede construir en las grandes depresiones cerradas sistemas de dunas en distintas partes de las mismas, tal y como se reconoce en el Lago Chad de África central.

### 17.3.3.1 Depresiones cerradas arcillosas

Están constituidas por llanuras de arenas, limos y arcillas que ocupan el fondo del lago o bien forman parte de una orla alrededor de un núcleo central de evaporitas (Fig.

17.51). Las partículas más finas permanecen en suspensión y se sedimentan lentamente, mientras que las arenas forman parte de canales que llegan hacia zonas más internas en momentos de gran alimentación de aguas superficiales. La carga en disolución suele ser pequeña y se mezcla con la fracción fina o se transporta al núcleo salino central. La desecación de estos fangos lutíficos da lugar a sistemas de polígonos con celdas cóncavas si carecen de sales en su interior o convexas en el caso contrario.

Un ejemplo interesante de la formación de pequeñas depresiones arcillosas, en las High Plains de Texas y Nuevo Méjico, ha sido descrito por Osterkamp y Wood (1987). En primer lugar, las depresiones se generan por deflación y se rellenan parcialmente de agua. Esta percola y disuelve paulatinamente los caliches infrayacentes, lo que produce una subsidencia superficial y el ensanchamiento de las depresiones junto con una ligera profundización de las mismas. A la vez, se rellenan de material arcilloso sin sales.

### 17.3.3.2 Lagos salinos

Son laboratorios naturales donde se pueden estudiar los procesos activos y su evolución. También son ambientes muy idóneos para interpretar los registros sedimentarios fósiles (Reeves, 1968). Geológicamente han sido estudiados profundamente en estas dos últimas décadas, sobre todo por su importancia económica, ya que están asociados con hidrocarburos y evaporitas. Además estos depósitos lacustres salinos contienen un registro detallado de las condiciones climáticas, hidrológicas, sedimentológicas, geoquímicas y bioquímicas (Eugster y Kelts, 1983).

Uno de los problemas que se plantean en el estudio de los lagos salinos es el de la **procedencia de las sales**. En el Delta del Senegal las rociadas marinas, resultantes del



embate de las olas, constituyen una fuente de sal para algunas *sebkhas*. El agua esparcida se evapora y produce pequeños cristales de sal, que flotan en suspensión formando una bruma blanquecina. Esta puede ser empujada hacia el interior, donde precipita por la lluvia o por las variaciones de temperatura, ya que por la noche se incrementa la humedad relativa del aire. En estas circunstancias el agua se adhiere a estos cristales higroscópicos, agrandándolos y produciendo su caída. Con fuertes precipitaciones la sal dispersa existente en la superficie se disuelve y transporta hacia el interior de las *sebkhas*. Finalmente, el agua se evapora y precipita sal (Tricart, 1956b). Este tipo de procedencia de sales es muy importante en regiones áridas, en los litorales en los que baten grandes olas. La cantidad de sales procedentes del mar disminuye a distancias mayores de 100 km de la costa (Mabbutt, 1977).

Otra forma de procedencia es a través de las reacciones de meteorización química. En ellas se incluyen las procedentes de la disolución de formaciones geológicas ricas en sales, tales como las existentes en el Triásico y Terciario español. Este reciclado de las sales es frecuente a lo largo del tiempo geológico y se demuestra su procedencia a partir de las composiciones isotópicas de sus constituyentes. Como señalan Eugster y Hardie (1978), la composición final de las aguas que han intervenido en la meteorización química depende de los minerales existentes en las rocas, de su abundancia relativa, del grado de meteorización, de las reacciones de meteorización implicadas y de las condiciones de drenaje.

Finalmente, otra área fuente de sales la encontramos en las costras salinas existentes en las playas y *sabkhas* litorales cuando son sometidas a deflación (Gutiérrez *et al.*, 2002). Las partículas salinas pueden recorrer distancias variables empujadas por el viento.

Las aguas que cubren las partes bajas de los lagos desérticos tienen un contenido y concentración de sales variables. Como es lógico, los minerales que precipitan son función de la composición de las aguas. En la precipitación intervienen la concentración de la disolución, la pérdida de gases como  $\text{CO}_2$ , la mezcla de aguas y los cambios de temperatura. Estos procesos, al actuar sobre diferentes tipos de salmueras, dan lugar a distintos tipos de minerales (Tabla 17.1) (Eugster y Hardie, 1978).

Los primeros minerales que se forman son los carbonatos, los cuales presentan una progresiva zonación catiónica desde el Ca al Mg. Después precipitan los sulfatos, lo que conlleva un incremento de la relación Mg/Ca, de modo que pueden precipitar protodolomita o magnesita. Después de la precipitación de los carbonatos y sulfatos, las salmueras se concentran considerablemente por evaporación hasta que se alcanza la saturación de las sales más solubles, que son los cloruros. Esta precipitación dentro del lago salino, como consecuencia de las diferentes solubilidades de los componentes de las salmueras, da lugar a una zonación (Fig. 17.58) (Hunt *et al.*, 1966), en la que los carbonatos de calcio y magnesio ocupan la orla

**TABLA 17.1** Principales minerales salinos de los diferentes tipos de salmueras (Eugster y Hardie, 1978).

Tipo de salmueras	Minerales salinos	
Ca-Mg-Na-(K)-Cl	Antarcticita Bischofita Carnalita Halita Silvina Taquihidrita	$\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ $\text{NaCl}$ $\text{KCl}$ $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Na-(Ca)- $\text{SO}_4$ -Cl	Yeso Glauberita Halita Mirabilita Thenardita	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ $\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$ $\text{NaCl}$ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_2\text{SO}_4$
Mg-Na-(Ca)- $\text{SO}_4$ -Cl	Bischofita Bloedita Epsomita Glauberita Yeso Halita Hexahidrita Kieserita Mirabilita Thenardita	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ $\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ $\text{ClNa}$ $\text{NaCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_2\text{SO}_4$
Na- $\text{CO}_3$ -Cl	Halita Nahcolita Natrón Termonatrita Trona	$\text{NaCl}$ $\text{NaHCO}_3$ $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ $\text{NaHCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Na- $\text{CO}_3$ - $\text{SO}_4$ -Cl	Burkeita Halita Mirabilita Nahcolita Natrón Thenardita Termonatrita	$\text{NaCO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4$ $\text{NaCl}$ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ $\text{NaHCO}_3$ $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_2\text{SO}_4$ $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$

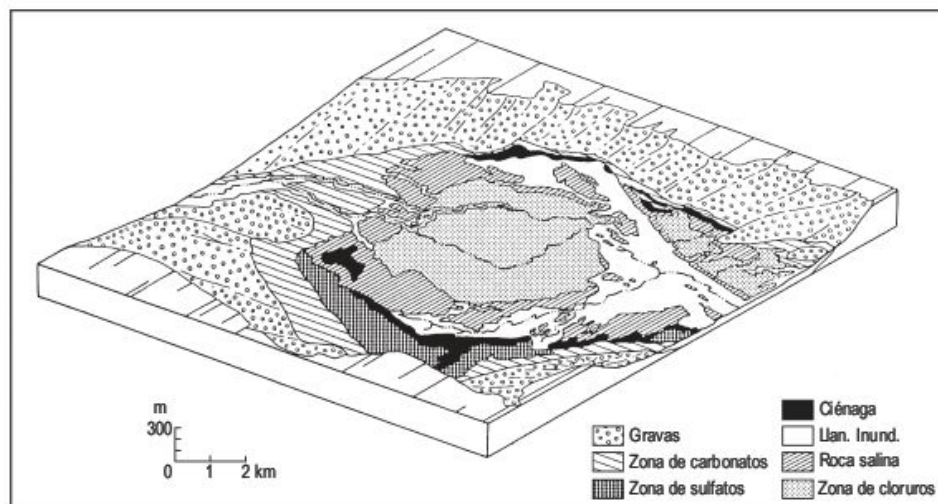
más externa, los sulfatos la intermedia y el núcleo central queda ocupado por los cloruros (Fig. 5.14).

Estos depósitos salinos alternan con sedimentos de grano fino, tales como arenas fluviales y eólicas, limos, arcillas y niveles ricos en materia orgánica (kerógenos) (Fig. 17.59). Todo ello refleja una compleja historia en el registro sedimentario, en el que pueden analizarse etapas de inundación y desecación y variaciones espaciales y temporales de los procesos de sedimentación (fluvial, eólico).

Los continuos cambios en el contenido en agua de las playas permite agruparlos en un ciclo salino, caracterizado por las etapas de inundación, concentración por evaporación y desecación (Bryant *et al.*, 1994). Por otra parte, como consecuencia de las inundaciones de las playas se produce una intensa reelaboración de la superficie; las sales se redisuelven y los sedimentos finos pueden movilizarse.

Los lagos salinos presentan unas **formas superficiales** muy variadas que están controladas en gran parte por





**FIGURA 17.58** Zonación de diferentes sales sobre la superficie de una playa. Cottonball Basin, Death Valley (Hunt *et al.*, 1966).



**FIGURA 17.59** Cata en la que se diferencia una capa superficial de halita sobre lodos ricos en materia orgánica. Sebkhah el Melah, Zarzis (Túnez).

la composición y profundidad del agua subterránea. También colaboran en la configuración de este micromodelado los procesos de sedimentación y de deflación, que están influenciados por el nivel freático (Neal, 1965).

En las orlas sulfatadas de los lagos salinos se desarrollan pequeños montículos, denominados **bóvedas** o **túmulos** (Fig. 17.60). También se desarrollan en muchos otros ambientes, tales como zonas planas sobre formaciones yesíferas terciarias de la Depresión del Ebro (Artieda, 1993) y de la región de Sorbas (Almería) (Pulido-Bosch, 1986). Estas bóvedas tienen forma domática con diámetros alrededor de 1 m y una altura inferior a 0,5 m. Las partes centrales de estas formas domáticas se presentan generalmente colapsadas, lo que permite observar el espesor de la capa, que oscila en torno a 20 cm, y un vacío en su interior (Fig. 5.15). Se han elaborado nu-

merosas hipótesis sobre la génesis de estas formas. Artieda (1993, 2004) atribuye la formación de las bóvedas a disolución y precipitación *in situ* de yeso superficial. Los cristales de yeso secundario rellenan los poros existentes y este proceso produce un aumento de volumen, de modo que las presiones de cristalización traen consigo que el yeso se expanda lateralmente produciendo la morfología de domos. Calaforra (1998) señala tres hipótesis. La primera alude a esfuerzos tectónicos compresivos, la segunda se fundamenta en el aumento de volumen resultante del paso de anhidrita a yeso y, finalmente, pone de manifiesto que la cristalización de una matriz yesífera, en los intersticios de yeso macrocristalino, desencadena tensiones que provocan el aumento de volumen y el levantamiento. La hipótesis de Artieda y la última de Calaforra tienen bastantes planteamientos en común.





**FIGURA 17.60** Túmulo desarrollado sobre la orla sulfatada de un lago salino. El techo del mismo está colapsado y su interior aparece vacío. Sebkh el Melah. Zarzis (Túnez).

También se originan abombamientos (**spring mounds**) en relación con manantiales o flujos artesianos (Reeves, 1968; Mabbutt, 1977; Roberts y Mitchell, 1987), que pueden estar en relación con fallas profundas y llegan a alcanzar 100 m de diámetro. El abombamiento se debe a la sedimentación alrededor de la surgencia y puede ser mecánica o química. En este último caso, las lomas resultantes son travertinos de origen inorgánico u orgánico (pináculos de algas de hasta 10 m de altura) (Neal, 1965). Por otra parte, también en las playas se reconocen depresiones cerradas, que resultan de la disolución de sal infrayacente por escape de aire o gas metano atrapado en el interior de la acumulación (Reeves, 1964).

Millington *et al.* (1995) describen la presencia, en playas tunecinas, de **rampas salinas** sobre la costra, constituidas por cristales de sal. Con frecuencia aparecen agrupadas y tienen la forma de una media luna orientada en la dirección del viento dominante, que se encarga de concentrar las partículas de sal en bandas arqueadas.

En muchas playas, la desecación después de la inundación produce una lisa y delgada película de sal, que se mantiene cuando está por encima del nivel de capilaridad o permanece húmeda (Eugster y Kelts, 1983). La desecación da lugar a **ampollas salinas** (Fig. 17.61) y **polígonos salinos** de hasta 10 m de diámetro (Fig. 17.62). Estas son las morfologías más frecuentes en la superficie de las playas



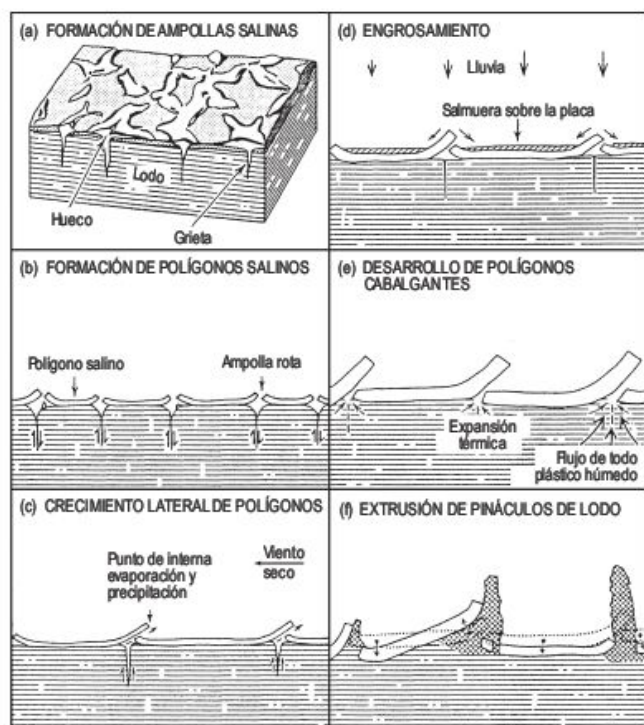
**FIGURA 17.61** Ampollas salinas constituidas por una fina lámina de lodo salino en una sabkha interdunas. Al Liwa. Unión de Emiratos Arabes.





**FIGURA 17.62** Sistema de polígonos salinos con bordes levantados. Salar Pastos Grandes. Puna, provincia de Salta (Argentina). Foto C. Sancho.

salinas. Las grietas que limitan los polígonos se generan por cambios de volumen debidos a humedecimiento y desecación (Mabbutt, 1977). En su estudio del Gran Kavir de Irán (Kransley, 1970) establece un conjunto de etapas idealizadas en el desarrollo de la morfología superficial de un lago salino (Fig. 17.63). Los bordes de los polígonos son puntos de intensa evaporación y precipitación, sobre todo



**FIGURA 17.63** Etapas idealizadas en el desarrollo de una playa salina. Gran Kavir (Irán) (Kransley, 1970).

los que están orientados hacia el viento seco dominante. Este crecimiento del borde de la placa salina produce superficies cabalgantes sobre la costra salina del polígono colateral (Reeves, 1968) (Fig. 17.64). Los polígonos de forma cóncava se rellenan de salmueras y al precipitar se produce el engrosamiento de los mismos. También pueden generarse extrusiones de lodo salino infrayacente, que dan lugar a pináculos producidos por expansión térmica de un lodo oscuro bajo una costra salina o por la carga de las placas salinas de hasta 30 cm de espesor sobre un lodo plástico. La morfología producida por las rampas salinas cabalgantes o los pináculos de lodo dan lugar a una superficie muy irregular intransitable (Fig. 17.65).

En las áreas caracterizadas por sedimentación salina pueden desarrollarse suelos ordenados, similares a los existentes en las áreas periglaciares. Se trata de un claro ejemplo de convergencia de formas. Hunt y Washburn (1966) los describen en Death Valley (California) en áreas de playas salinas con abanicos aluviales próximos. Reconocen morfologías de polígonos, redes, escalones y suelos estriados. En la orla carbonatada de la playa se encuentran redes clasificadas y no clasificadas, en las que los detritos penetran en las grietas produciendo la clasificación. Los polígonos se desarrollan cuando tenemos una capa de yeso o sal (Fig. 17.66) y por encima material detrítico, que rellena las grietas cuando las sales están secas. Este relleno produce una expansión lateral de los polígonos cuando se humedecen, de tal forma que se genera un ascenso de la celda del polígono.

### 17.3.4 Sabkhas litorales

Son llanuras supramareales, muy estudiadas por su interés petrolífero, en las que se produce una variada sedimentación como consecuencia de la actuación de diversos procesos. En

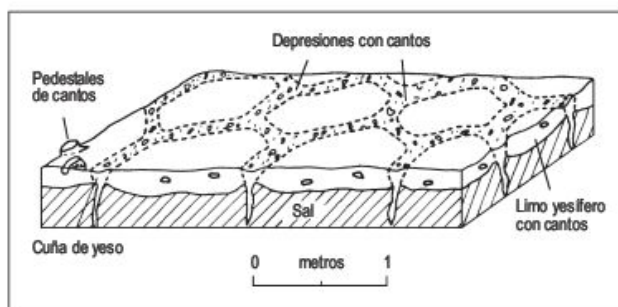




**FIGURA 17.64** Placas de halita cabalgantes sobre los bordes de polígonos colaterales. La costra salina está recubierta en gran parte por arena eólica. Sabkha Mattí (Unión de Emiratos Arabes).



**FIGURA 17.65** Playa salina con una superficie muy irregular, debida probablemente a la generación de rampas cabalgantes y pináculos extrusivos. Salar de Atacama (Chile). Foto J. L. Peña.



**FIGURA 17.66** Polígonos clasificados relacionados con el agrietamiento de una capa de sal infrayacente (Hunt y Washburn, 1960).

estas últimas décadas se han estudiado detenidamente las sabkhas litorales de la costa Trucial del Golfo Pérsico, sobre todo en Abu Dhabi (Ortí, 1989). La sedimentación reciente y actual que tiene lugar en estas depresiones litorales se utiliza como modelo para interpretar depósitos geológicos antiguos, tales como los del Permotriás europeo.

Las sabkhas litorales están constituidas por fragmentos de conchas, ooides, tapices algales, estromatolitos (Fig. 17.67), evaporitas y materia orgánica (Fig. 17.68). Parte de algunas grandes sabkhas litorales pasan tierra adentro (Glennie *et al.*, 1994) a sabkhas interiores (Sabkha Matti, Unión de Emiratos Arabes), en las que predomina la sedimentación fluvial bajo la forma de abanicos aluviales.





**FIGURA 17.67** Estromatolitos domáticos. Sebkha el Melah. Zarzis (Túnez).



**FIGURA 17.68** Llanura limo-arenosa próxima al mar con materia orgánica. Sabkha Matti (Unión de Emiratos Arabes).

Están afectadas por la deflación eólica dando origen a pequeñas nebkhas, microyardangs y dunas. El agua que alimenta a las sabkhas litorales procede de mareas vivas o de olas de tormenta, aunque también pueden tener un aporte

de aguas continentales. Hacia el mar se desarrollan llanuras intramareales, lagones, barras e islas (Cooke *et al.*, 1993). La superficie evaporítica de la sabkha presenta formas similares a las descritas para las playas.

## 17.4

## Geomorfología aplicada a las zonas áridas

### 17.4.1 Introducción

La geomorfología aplicada a las zonas desérticas no difiere sustancialmente de la de otras zonas morfoclimáticas,

aunque tiene peculiaridades específicas como consecuencia de la acción de determinados procesos geomorfológicos que actúan especialmente en estas regiones. La carencia de recursos hídricos, escasa o nula cobertura ve-



getal y suelos muy reducidos hacen que los materiales carezcan de una protección eficaz contra las acciones atmosféricas (Tricart, 1969). Por consiguiente, los procesos reinantes en estas áreas son los de humedecimiento y secado, meteorización salina, erosión hídrica, cambios en los canales e inundaciones y, finalmente, la actividad eólica.

La importancia de los estudios prácticos en las regiones áridas deriva de la extraordinaria extensión de estos ambientes, que junto con las regiones frías, constituyen los dos grandes conjuntos morfogenéticos a nivel mundial. Por otra parte, es muy difícil establecer generalizaciones sobre la aplicación de la Geomorfología a estas áreas debido a la gran variabilidad de ambientes climáticos, geológicos y tectónicos. Además, estas regiones suelen corresponder con zonas subdesarrolladas y, por lo general, poco pobladas, en las que el conocimiento de datos básicos, como registros climáticos e hidrológicos, son muy escasos y diseminados espacialmente. Únicamente suele disponerse, en la mayoría de los casos, de estudios temáticos puntuales (Gutiérrez y Sancho, 1993).

Por otro lado, la población asentada en las zonas áridas era del 15 % del total mundial en el año 1979, alcanzando los 651 millones de personas, observándose un incremento del 63,5 por ciento entre 1960 y 1974. Esta cifra se ha incrementado hasta 1.200 millones de personas en el año 2000. Esta población se distribuye mayoritariamente en grandes concentraciones de tal manera que el número de ciudades que superan los 100.000 habitantes en las zonas áridas es de 355, localizadas mayoritariamente en Asia. Son numerosos los problemas geomorfológicos y ambientales derivados de la expansión de las ciudades en los ambientes áridos (Cooke *et al.*, 1982; Goudie, 1990a; O'Hara, 1997).

Hay que tener presente que una parte importante de las formas existentes en las regiones secas se han generado en el pasado bajo circunstancias climáticas distintas a las actuales, por lo que se hace necesario un estudio pormenorizado que diferencie los modelados debidos a la acción de los procesos actuales de los correspondientes a formas relictas (Gutiérrez, 1986).

Una vez efectuadas estas consideraciones previas conviene señalar cuál es el fundamento y el fin de los estudios prácticos de Geomorfología en las zonas desérticas, que queda claramente definido por Cooke (1977): «La Geomorfología aplicada a las zonas áridas trata fundamentalmente del reconocimiento y evaluación de las formas, materiales y procesos superficiales, y de la gestión, seguimiento y predicción de los cambios de las formas y procesos. Se relaciona con problemas prácticos en los que la información geomorfológica normalmente solo constituye una parte del conjunto de los conocimientos solicitados. Por lo tanto, el geomorfológico aplicado a zonas desérticas debe ser capaz de entenderse y trabajar con especialistas de otras disciplinas y transmitir sus ideas adecuadamente a otras personas sin conocimientos de Geomorfología».

## 17.4.2 Cambios de volumen

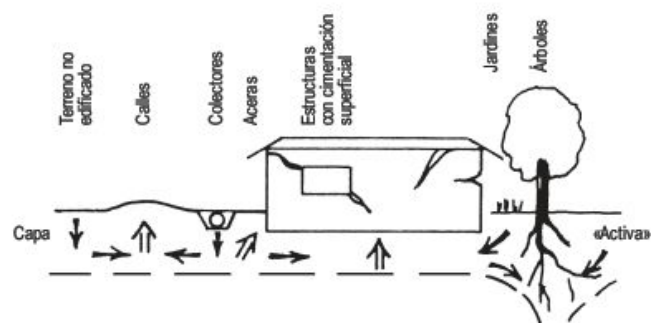
Las modificaciones volumétricas en los suelos pueden producirse por la existencia de altos contenidos de sodio dentro del complejo de cambio catiónico de las arcillas y por la presencia de arcillas hinchables. Las elevadas concentraciones en sodio dan lugar a la dispersión de las arcillas y los esfuerzos entre partículas se manifiestan en el terreno por la generación de un sistema superficial de grietas con celdillas domáticas. En lutitas miocenas de la Depresión del Ebro, carentes de arcillas hinchables, se han obtenido en los ensayos de varias muestras valores de en torno al 12% de capacidad de hinchamiento (Gutiérrez *et al.*, 1995).

No obstante, es mucho más importante la expansión volumétrica cuando se tienen porcentajes significativos de arcillas hinchables (esmeclitas, vermiculita y haloysita), también denominadas expansivas (Ayala, 2002b). Este proceso es mucho más frecuente en zonas semiáridas, en las llanuras más bajas de los desiertos (Cooke *et al.*, 1993). Las variaciones en el contenido en agua del suelo dan lugar a expansiones y contracciones en el mismo, que generan presiones de hasta 10 kp/cm<sup>2</sup> (Salinas, 1988). Los hinchamientos y retracciones originan los suelos gilgai, que se caracterizan por suaves ondulaciones del terreno en amplias áreas semiáridas. En este microrrelieve solo un porcentaje pequeño del terreno es apto para el cultivo. Por eso, estos suelos potencialmente fértiles deben utilizarse como pasto. Si nivelamos con maquinaria este microrrelieve, en el plazo de unos tres años vuelve a generarse. Incluso las estacas colocadas en estos terrenos se levantan por los movimientos generados por empuje vertical (Harris, 1968).

En Estados Unidos se construyen anualmente más de 250.000 casas sobre suelos expansivos y alrededor de un 10% de las mismas han sufrido daños significativos (Jones y Holtz, 1973). En España un 32% de las formaciones geológicas contienen arcillas expansivas y un 67% del territorio se encuentra bajo climas en los que pueden producirse los fenómenos de hinchamiento (de hasta el 10%) y contracción (Salinas, 1988). Un aumento de volumen de un 3% puede producir daños, en cuyo caso se requieren cimentaciones especiales. Es muy importante conocer la profundidad a la que afecta la expansividad para llevar a cabo cimentaciones. Esta zona de variaciones volumétricas se denomina por los geotécnicos «capa activa». Según Salinas (1988), las variaciones volumétricas producen: deterioro de taludes (laderas y terraplenes), rotura de conducciones, ruina de muros, deformación de pavimentos, rotura de solerías y aceras, distorsión de cimentaciones y agrietamiento de estructuras (Fig. 17.69). Algunos daños pueden verse enfatizados por la rotura de colectores.

Otro aspecto aplicado menos frecuente está en relación con la presencia de **fisuras gigantes de desecación** en playas de antiguos lagos desérticos. Estas fisuras son peligrosas y pueden formarse súbitamente, produciendo graves daños en las estructuras de obras lineales, así como problemas de trafabilidad (Cooke *et al.*, 1993).





**FIGURA 17.69** Problemas derivados de la presencia de arcillas expansivas. Las flechas en negro señalan vías de transferencia de humedad y las abiertas indican posibles daños (Salinas, 1988).

### 17.4.3 Sistemas lacustres

Las depresiones cerradas o lagos sin desagüe (Langbein, 1961) son relativamente frecuentes en las zonas áridas y muchas veces se encuentran agrupados. Suelen tener una escasa profundidad y una vida efímera. Como la evaporación supera a su alimentación hídrica los lagos son secos y salinos, aunque el nivel de agua fluctúa en función de la alta variabilidad de la recarga.

Estos lagos de las regiones áridas pueden sufrir desbordamientos como consecuencia de un exceso de aportes hídricos. En la mayor parte de Túnez llovió durante 38 días en septiembre y octubre de 1969. Los ríos se desbordaron y los lagos se colmataron, vertiendo sus aguas sobrantes por canales de desbordamiento, que a su vez dieron lugar a inundaciones. Se ahogaron 542 personas y cientos de miles quedaron sin hogar; los daños a las construcciones y a la agricultura fueron muy importantes.

La salinidad de estos lagos desérticos puede estar en relación con el flujo subterráneo de agua hacia el lago, tal como ocurre en las depresiones cerradas de Bujalaroz (provincia de Zaragoza). El aporte continuo de agua suministra sales al sistema, las cuales solo pueden evacuarse por deflacción eólica. Estos procesos hacen desaconsejable el uso de estas zonas para agricultura de

regadío, ya que el aporte hídrico de los riegos produce el ascenso del nivel de agua de los lagos, convirtiéndolos en permanentes, lo cual afecta a la fauna y la flora. Por consiguiente, la implantación de nuevos regadíos producirá una modificación ambiental en la región, que puede llegar a ser importante (Sanchez *et al.*, 1993).

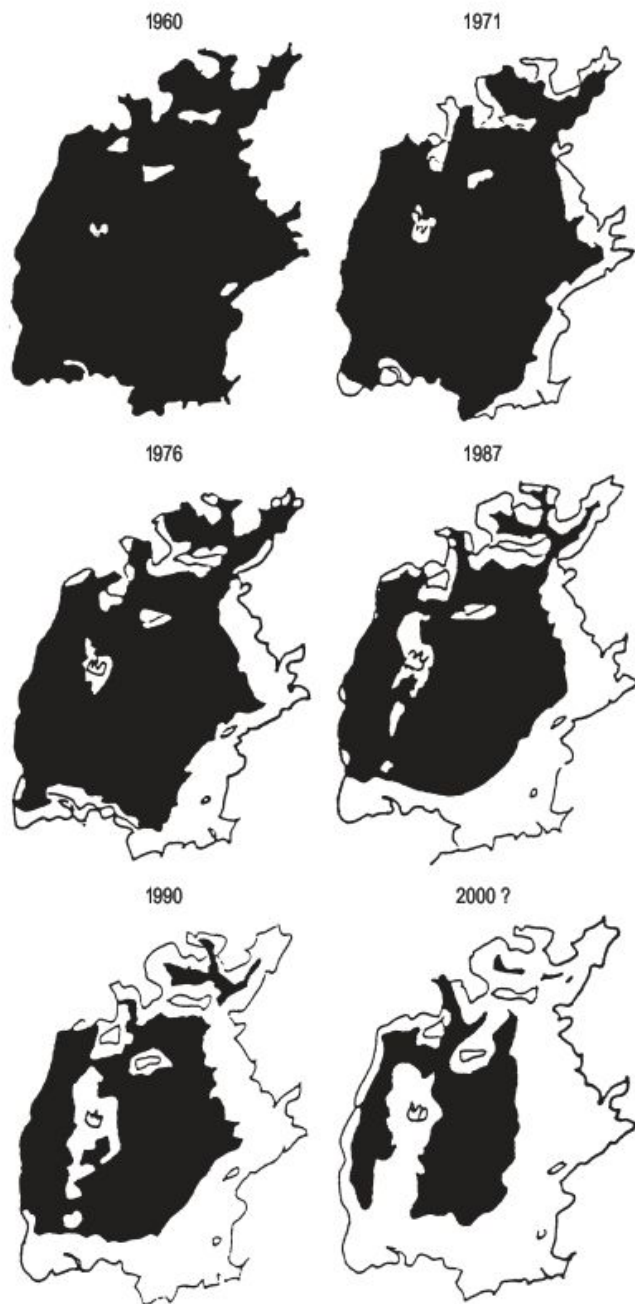
La acción del ser humano en los lagos de las zonas áridas puede ser muy variada y sus consecuencias muchas veces consisten en una paulatina eutrofización y degradación de los mismos (Goudie, 1984). A veces, se procede a la desecación parcial del lago, normalmente en ambientes semiáridos, con el fin de obtener tierras para cultivo. Esta práctica es habitual en lagos de pequeña extensión. Sin embargo, en el Mar Caspio, que es el lago más grande del mundo, las modificaciones antrópicas han originado un descenso de más de 3 m desde 1929 (Goudie, 1992). En Israel, el mayor proyecto hidrológico realizado es el National Water Carrier, que transporta las aguas del Mar de Galilea a lo largo de todo el litoral mediterráneo, sobre todo para planes de irrigación (Beaumont, 1993). El Mar Muerto ha incrementado su salinidad considerablemente, como consecuencia de la disminución del aporte de agua dulce procedente del Río Jordán, que nace algo más al norte en el Mar de Galilea. El aumento de salinidad del Mar Muerto ha acabado con la vida animal y vegetal del mismo, aunque, por otra parte, se han favorecido las explotaciones de sales en su extremo meridional.

El Mar Aral, cuarto lago más grande del mundo, ha sufrido durante las últimas décadas uno de los mayores desastres ecológicos conocidos (Micklin, 1988). Se encuentra en una zona árida s.s. y está alimentado básicamente por los ríos Amudaria y Sirdaria, que proceden de las montañas del Pamir y Tian Shan, respectivamente. A causa de la realización de gigantescos planes de puesta en regadío, ha sufrido a partir de 1960 una importante restricción de su perímetro (Létolle y Mainguet, 1993) (Fig. 17.70). Con anterioridad, tenía una profundidad media de 16 m y una máxima de 68 m cerca de la orilla oeste (Cunningham, 1999a). La Tabla 17.2 recoge los principales datos hidrológicos del periodo comprendido entre 1960 y 1990.

**TABLA 17.2** Hidrología del Mar Aral entre 1960 y 1990 (Létolle y Mainguet, 1993).

Año	Caudal de los ríos (km <sup>3</sup> )	Nivel del agua (m)	Superficie (km <sup>2</sup> )	Volumen (km <sup>3</sup> )	Mineralización (gr/l)	Pesca (Tm)
1960	40	53,5	67.900	1090	10	43.430
1965	31	52,5	63.900	1030	10,5	31.040
1970	33	51,6	60.400	970	11,1	17.460
1975	11	49,4	57.200	840	13,7	2.940
1980	0,5	46,2	52.500	670	16,5	0
1985	0	42	44.200	470	23,5	0
1990	0	39	41.000	330	26,5	0





**FIGURA 17.70** Evolución del Mar Aral durante el periodo 1960-2000 (Létolle y Mainguet, 1993).

La retirada de las aguas ha traído consigo que los puertos queden en seco; la pesca se ha reducido desde 48.000 Tm/año en 1957 a cero; los pueblos de pescadores son en la actualidad desiertos; las aguas se han polucionado por pesticidas y su salinidad se ha incrementado considerablemente; el nivel de los pozos ha descendido 10 m y se han contaminado; la flora y la fauna se han degradado, etc. (Létolle y Mainguet, 1993). Por otra parte, un porcentaje elevado de los suelos irrigados se han salinizado y han tenido que ser abandonados (Beaumont, 1993).

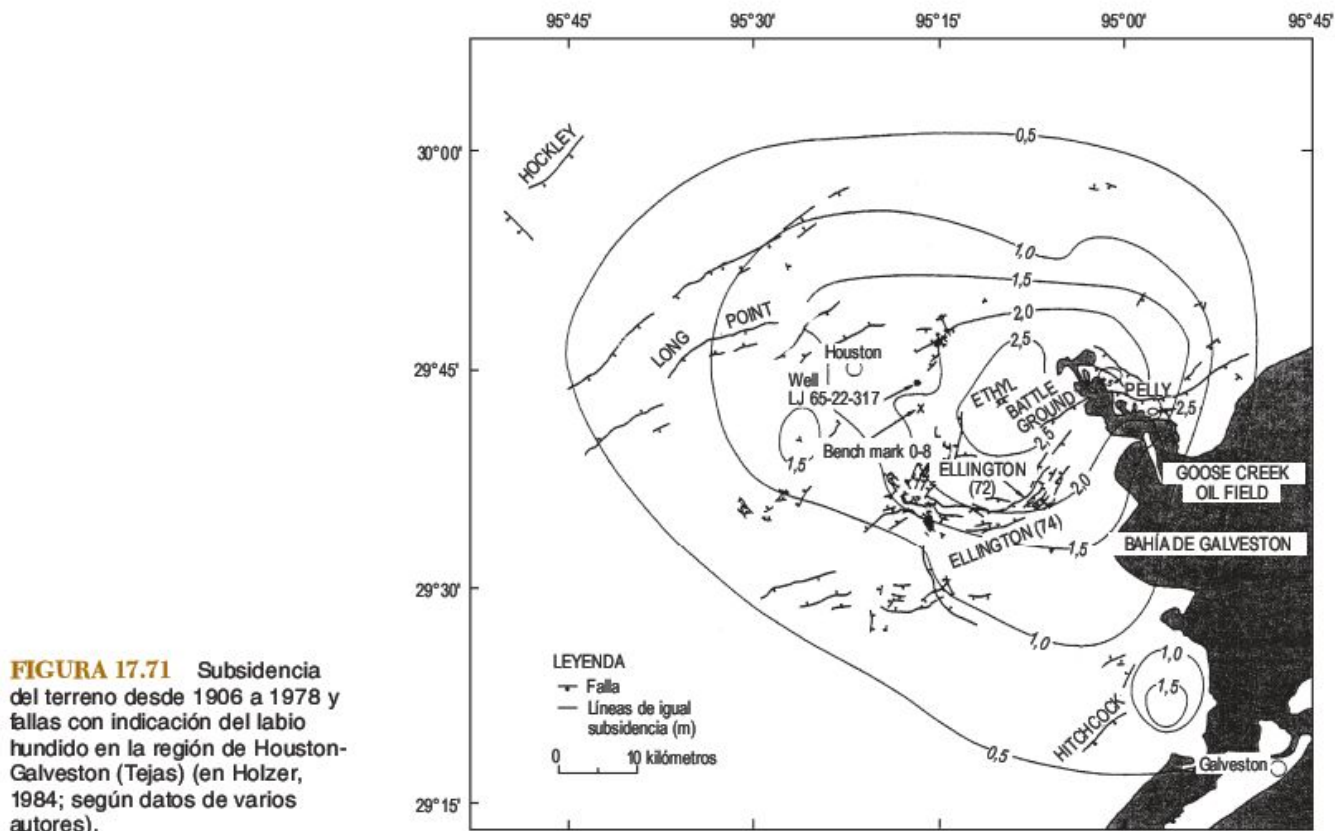
#### 17.4.4 Subsistencia de origen antrópico

Se origina por diferentes causas: extracción de fluidos (agua, petróleo, gas y fluidos geotérmicos), hidrocompactación, compactación y expansión lateral por carga, drenaje de turbas, desecación de arcillas y labores mineras subterráneas (Costa y Baker, 1981; Waltham, 1989). La subsidencia más frecuente en las zonas áridas es la relacionada con la explotación de aguas subterráneas. La carencia de agua en estas áreas obliga al hombre a extraerla de los acuíferos, de cara a la explotación agrícola. La práctica abusiva de las extracciones produce una subsidencia inducida, debida a una disminución de la presión hidrostática en la roca almacén. Esta subsidencia es más frecuente en depósitos detríticos no consolidados del Terciario y Cuaternario, por lo general formaciones en las que alternan arenas y arcillas. Con la extracción de agua de las arenas, la presión de los poros disminuye y los granos de arena tienen que soportar la carga suprayacente. La compresión de la arena es pequeña, mientras que en las arcillas la compresibilidad es elevada. Estas se adelgazan, permitiendo la subsidencia en superficie (Marsden y Davis, 1967). La subsidencia suele afectar imperceptiblemente a grandes áreas, generando conos muy tendidos que originan daños en edificios y estructuras. Estas zonas de endorreísmo antrópico están sometidas a inundaciones y cuando la subsidencia se produce en el litoral el mar penetra en ellas, como en el área de la Bahía de Galveston (Tejas) (Fig. 17.71), donde el mar ha inundado áreas residenciales (Coates, 1983, 1987).

En dicha región de Houston-Galveston (Tejas) la extracción de aguas subterráneas ha producido un amplio cono de subsidencia y más de 160 fallas con una longitud total de unos 500 km (Fig. 17.71) (Holzer, 1984). De todas ellas al menos 86 han sido históricamente activas y probablemente resultan de la reactivación de fallas del Terciario en los sedimentos cuaternarios suprayacentes. El agua subterránea se extrae sobre todo de lentejones de arenas y arcillas (Acuífero Chicot), que forman parte de una potente secuencia de sedimentos fluviales y marinos no consolidados. La extracción de agua comenzó a finales del siglo XIX y el bombeo se incrementó a partir de la década de 1930. La respuesta fue la generación de un área de subsidencia subcircular de 12.200 km<sup>2</sup>, con 2,5 m de hundimiento máximo. Además, en esta zona se encuentra el campo de petróleo Goose Creek, aunque su contribución a la subsidencia parece ser muy pequeña. La subsidencia fue acompañada por fallas en el centro y los flancos de la depresión, siendo variable la densidad de fallas. Estas fallas se han reactivado históricamente y los escarpes alcanzan hasta 1,12 m medidos en una carretera. Las fallas se reconocen fácilmente y atraviesan carreteras, aeropuertos y estructuras similares.

El récord de magnitud y variedad de áreas subsidentes por extracción de aguas se encuentra en Central Valley





**FIGURA 17.71** Subsidencia del terreno desde 1906 a 1978 y fallas con indicación del labio hundido en la región de Houston-Galveston (Tejas) (en Holzer, 1984; según datos de varios autores).

(California). El Valle de San Joaquín es el área más importante, con 13.500 km<sup>2</sup> afectados por el asentamiento y con 9 m de subsidencia máxima. Esta comenzó en la década de 1920, aumentando paulatinamente hasta mediados de 1950, en el que la velocidad fue de 0,55 m/año (Poland y Davis, 1969). Luego la subsidencia disminuyó a 0,33 m/año entre 1963 y 1966 y en 1973 llegó a ser imperceptible, debido al trasvase de aguas del norte de California. En 1976 y 1977 la subsidencia se aceleró, debido a una fuerte sequía que propició de nuevo el uso de aguas subterráneas.

En el Centro-Sur de Arizona, se produjo una importante explotación de agua subterránea a mediados de la década de 1940, que dio origen a una importante subsidencia. Se han identificado más de 50 zonas con una superficie total de 8.000 km<sup>2</sup>, sometidas a subsidencia, agrietamiento y fallas (Holzer *et al.*, 1979). Las grietas suelen tener alrededor de 1 m de anchura y varios metros de profundidad. Las longitudes de las fallas varían entre 1 km y 16,7 km, con escarpes de hasta 1 m. Se han producido importantes daños en las carreteras y sistemas de irrigación y el trazado de algunos acueductos ha tenido que ser modificado (Coates, 1983).

En el Valle de San Joaquín y en el centro-sur de Arizona se ha producido un lento levantamiento después del bombeo de las aguas subterráneas. Según el Servicio Geológico de los Estados Unidos alcanzó unos 6 cm entre

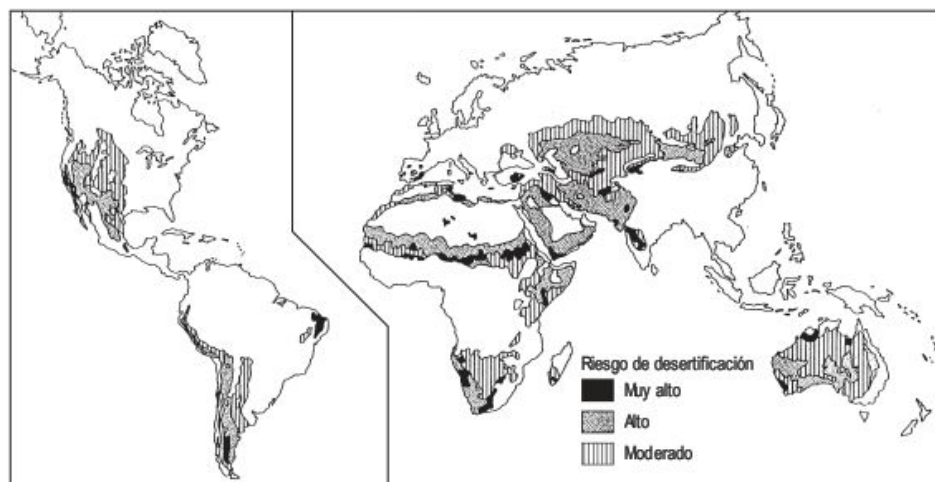
1948 y 1967, cerca de Casa Grande (Arizona). Se cree que el levantamiento se origina por el rebote isostático desencadenado por las grandes extracciones de agua, que reducen la carga de los materiales infrayacentes (Costa y Baker, 1981).

### 17.4.5 Degradación de las zonas áridas. Desertificación

La degradación del suelo resulta de una disminución de la calidad del mismo y, por consiguiente, de su productividad potencial. Esta deterioración puede ser física, que se manifiesta por la movilización de las partículas más finas; biológica, relacionada con la disminución de la materia orgánica y, finalmente, química que va ligada a la concentración de sales de alta solubilidad. Esta degradación del suelo es el principal factor de la desertificación (Mainguet, 1991; Middleton y Thomas, 1997; López Bermúdez, 2002). La desertificación afecta a 65 millones de Ha, que previamente fueron productivas y en las que vive una población de 800 millones de personas (Fig. 17.72). Para el Banco Mundial la desertificación y la salinidad son dos de los nueve problemas principales a nivel mundial (Goudie, 1990).

En España, unos 27 millones de hectáreas, el 53,4% del país, registra una degradación de los suelos importante,





**FIGURA 17.72** Distribución de las áreas con riesgo de desertificación, propuesta en la Conferencia de Desertificación de las Naciones Unidas, celebrada en Nairobi en 1977 (en Goudie, 1990).

con pérdidas anuales por erosión del suelo del orden del millón de toneladas (MOPU, 1987). En el sureste español la desertificación se agrava con un incremento de la erosión hídrica, que alcanza 300 Tm/Ha/año (López Bermúdez, 1986). No se dispone de datos para toda España sobre los demás procesos de desertificación (salinización, erosión eólica, degradación física y biológica del suelo, etc.) (López Bermúdez, 1988). Recientemente se han incrementado los estudios de erosión hídrica en España con el Proyecto Lucdeme, mediante la instalación y coordinación de la Red de Estaciones Experimentales de Seguimiento y Evaluación de la Erosión y Desertificación (RESEL), extendida por una gran parte del territorio nacional (Rojo y Sánchez, 1996).

En la Conferencia Mundial sobre Desertificación (UNCOD), celebrada en Nairobi en 1977, las Naciones Unidas propusieron un plan de acción para combatir la desertificación. Allí se definió la **desertificación** como la disminución o destrucción del potencial biológico de la tierra que puede conducir finalmente a condiciones semejantes a las de los desiertos (UNESCO-FAO, 1977). Existen muchas otras definiciones en las que se enfatiza el papel del hombre o del clima (Baumer, 1990; Mainguet, 1991; Thomas y Middleton, 1994). Este riesgo de desertificación surge de la interacción entre el sistema físico y biológico natural y la acción del hombre. Estas circunstancias se han agravado debido a la explosión de la población humana en el siglo XX (Goudie, 1986, 1998).

En la degradación de los desiertos intervienen procesos físicos como la erosión hídrica y eólica, de los que nos hemos ocupado con anterioridad. El proceso fisicoquímico más importante de las zonas áridas es el de la **salinización** y **sodificación** de los suelos, que resulta de la acumulación de sales solubles (cloruros, sulfatos y carbonatos de sodio, magnesio y calcio) (Rhoades, 1990). La sodificación implica un enriquecimiento en sodio. Según la FAO, un suelo es clasificado como salino cuando su contenido en sales solubles excede el 1-2% en los 20 cms

superiores. En estos suelos la sal acumulada asciende por capilaridad para dar eflorescencias y costras salinas.

La salinización inducida por el hombre es consecuencia de la puesta en regadío de áreas áridas y semiáridas (Fig. 17.73) y afecta a una tercera parte de los 200 millones de Has regadas en el mundo (Tabla 17.3) (Goudie, 1990a). Sus efectos son, entre otros, la modificación de la estructura del suelo, el descenso de la permeabilidad y porosidad y la reducción de la vegetación natural o cultivada o incluso su desaparición total (Fig. 17.74). También la salinización puede ir ligada a sobreexplotación de acuíferos en zonas litorales, que da lugar a la intrusión de agua del mar. Otra causa es la disminución de la llegada de agua dulce a las áreas deltaicas (por ejemplo el delta del Nilo) como consecuencia de la construcción de la presa de Aswan (Mainguet, 1991).

La salinización de la Depresión del Ebro (Fig. 17.75) se debe a la aridez del área, al contenido salino de las rocas sedimentarias aflorantes, a la redistribución de las sa-

**TABLA 17.3** Porcentajes aproximados de tierras de regadío afectadas por salinización en diferentes países (Goudie, 1990a).

Argelia	10-15	India	27
Egipto	30-40	Irán	< 30
Senegal	10-15	Iraq	50
Sudán	< 20	Israel	13
Estados Unidos	20-25	Jordania	16
Colombia	20	Pakistán	< 40
Perú	12	Sri Lanka	13
China	15	Siria	30-35
Chipre	25	Australia	15-20

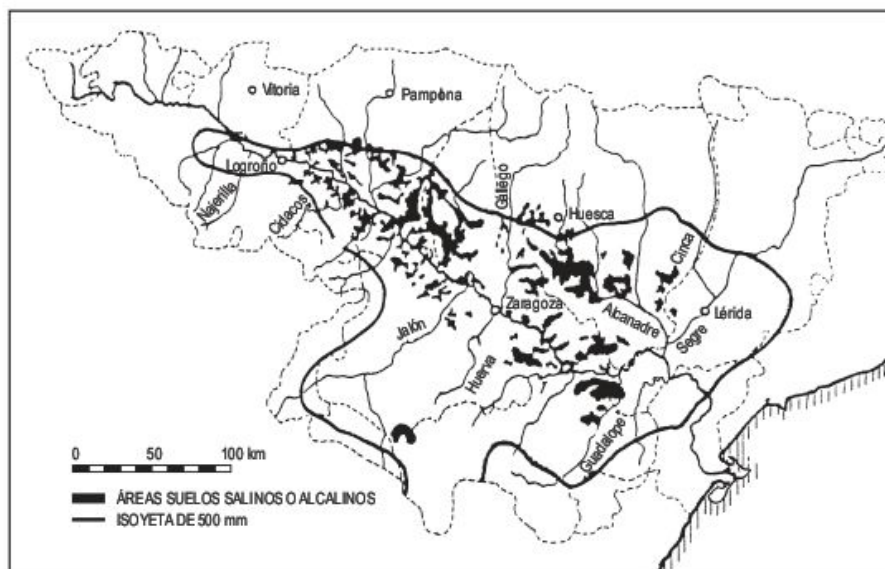




**FIGURA 17.73** Aguas canalizadas derivadas del Río San Juan, procedente de los Andes. Dique San Emiliano. San Juan (Argentina). Estas aguas tienen usos variables en estas tierras de elevada aridez.



**FIGURA 17.74** Cultivos de cereales afectados por salinización en la Hoya de Ayerbe, provincia de Huesca. Depresión del Ebro.



**FIGURA 17.75** Distribución de áreas salinas en la Depresión del Ebro (Alberto, 1989).



les y su concentración en determinadas circunstancias geomorfológicas favorables, así como a diversos aspectos intrínsecos de los suelos y prácticas agrícolas (Alberto, 1989; Herrero *et al.*, 1993). Entre estas últimas destacan el sobrerriego y la nivelación de las tierras. Es conveniente utilizar riegos por aspersión y por goteo de cara a prevenir la salinización. El problema de la salinización ligada al regadío es muy importante económicamente (Zekri *et al.*, 1990). En la región central del Valle del Ebro hay 5.360 km<sup>2</sup> de zonas de regadíos, de los que 1.000 km<sup>2</sup> son suelos afectados por sales y 1.500 km<sup>2</sup> necesitan algún control (Herrero y Aragües, 1988; Herrero *et al.*, 1993).

En el Valle de San Joaquín (California), 160.000 Has están afectadas por sales y se calcula que para el año 2080 serán improductivas 445.000 Has (Sheridan, 1981).

En las zonas desérticas la precipitación varía enormemente y por consiguiente el caudal de los ríos experimenta importantes fluctuaciones. Esto conlleva a unas variaciones muy importantes en la salinidad, como se refleja en el río Casamance (Senegal) (Fig. 17.76), que afectan a la disponibilidad de agua potable y de riego. En octubre de 1968 la salinidad era baja, coincidiendo con la época de lluvias, mientras que en mayo de 1984 todo el río tenía un contenido salino superior al del agua marina (35%) y cerca de la desembocadura triplicaba este valor (Farmer y Wigley, 1985).

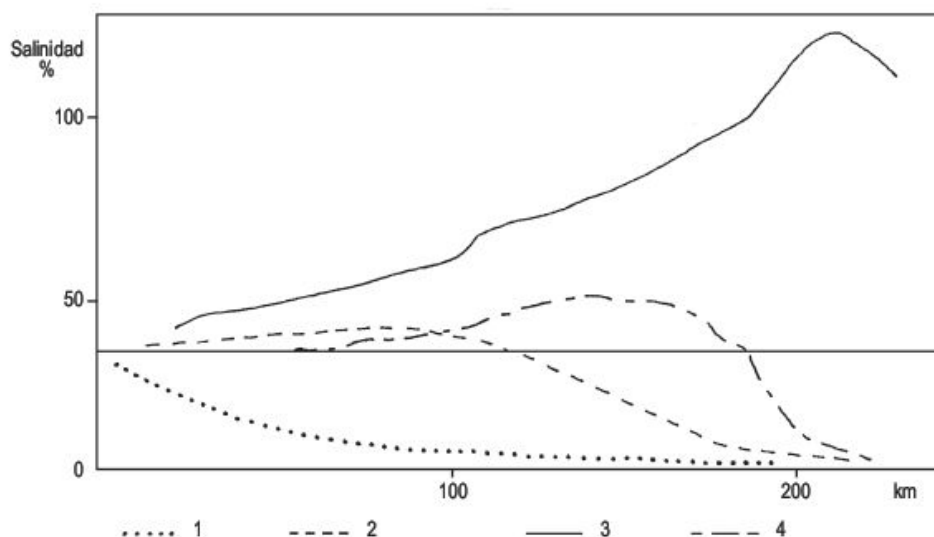
Como ya hemos indicado las prácticas agrícolas inadecuadas, unidas al sobrerriego, dan lugar a procesos de salinización en unos casos y de lixiviación en otros. Por eso, tal y como señala Mainguet (1991): «Es absolutamente vital que la irrigación, especialmente en los grandes proyectos, en ecosistemas fundamentalmente áridos y semiáridos, se considere solo como la última opción en la planificación».

Otra causa de la degradación de las áreas desérticas, ligada a la actividad humana, es el **cultivo abusivo** en estas zonas de escaso potencial agrícola. A veces, es conse-

cuencia de la introducción en la agricultura de métodos foráneos inadecuados (Thomas y Middleton, 1994). Esta presión trae consigo que el suelo se haga estéril, se abandone y quede sometido a erosión hídrica y eólica. Existen muchos ejemplos en China, Sahel, Rajasthan, etc. La **deforestación** es muy importante en algunas zonas y resulta de la utilización de la madera con fines domésticos, dado que la energía eléctrica o el gas son muy caros para la mayoría de los habitantes de estas áreas. De este modo, las acacias han desaparecido de Jartum (Sudán) en un radio de 100 km y ahora se transporta la madera de hasta 500 km (Goudie, 1990).

Globalmente, el número de cabezas de ganado vacuno ha aumentado un 38% entre 1955 y 1976 y el de ovejas y cabras un 21% (Goudie, 1990). En muchas áreas el número existente ha superado a la capacidad de la tierra y ha dado lugar al **sobrepastoreo** (Fig. 17.77). A esto se une la puesta en cultivo de determinadas zonas que disminuye la superficie de pastos. La pérdida de la cobertura vegetal trae consigo el incremento de la erosión hídrica y eólica. En el norte de China la cubierta de vegetación esteparia ha sido degradada por sobrepastoreo y se observan una serie de anillos de degradación en torno a los pozos de agua (Fig. 17.78): un área central con un radio de 300 a 500 m con poca vegetación, a menudo con suelo desnudo; un segundo anillo con un radio de 500 a 1.000 m donde están dispersas algunas hierbas y arbustos resistentes y, más allá, a una distancia de 1.000 a 3.000 m del pozo, la vegetación retorna a la normalidad (Mainguet, 1991).

Los problemas de desertificación son muy graves. Técnicamente, la desertificación puede detenerse y podrían restaurarse muchas áreas degradadas para nuevas producciones, pero las soluciones son muy costosas. Los remedios preventivos para salvar la cobertura de vegetación se basan en introducir nuevas especies y adoptar variedades más resistentes a la escasez de agua y a las sales.

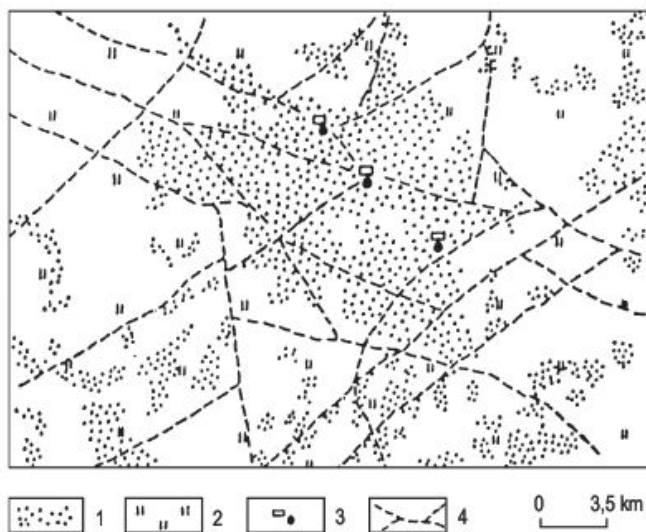


**FIGURA 17.76** Distintos grados de salinidad del Río Casamance en función de la distancia desde aguas arriba a la desembocadura. La línea horizontal indica la salinidad del agua del mar. 1: octubre 1968. 2: julio 1969. 3: mayo, 1984. 4: septiembre 1984 (Farmer y Wigley, 1985; en Mainguet, 1991).





**FIGURA 17.77** Parcela experimental vallada para el estudio de la erosión hídrica, en la que se observa un mayor porcentaje de cobertura vegetal que en el entorno de la parcela, después de cuatro años desde su instalación. Esto es debido al sobrepastoreo de ganado ovino y caprino. Mishor Adumin, Desierto de Judea (Israel).



**FIGURA 17.78** Degradación producida por sobrepastoreo. 1: superficie aluvial desnuda. 2: zona vegetada. 3: cobertizos para el ganado y pozos. 4: carreteras y caminos (Mainguet, 1991).

Igualmente, hay que mejorar el uso del agua, combatir la erosión hídrica y eólica y también luchar contra la ignorancia con programas sociales de adiestramiento a todos los niveles.

### 17.4.6 Presas de tierra y balsas

En las zonas áridas el balance hídrico es negativo y, por consiguiente, carecen del agua necesaria para el desarrollo de estas áreas. Las presas han sido una parte vital de la civilización humana durante milenios, ya que han pro-

porcionado el agua suficiente para los usos del hombre, redes de irrigación y, en ocasiones, producen energía hidroeléctrica, como la Presa de Aswan (Singh, 1996). Las presas construidas por rocas y/o material suelto se denominan **presas de tierra**. En las zonas áridas son muy numerosas, debido a su bajo coste y a una construcción relativamente simple. Se calcula que aproximadamente se ha producido en el mundo, desde el siglo XII, la rotura de unas 2.000 presas (Jansen, 1980). En los Estados Unidos, se han realizado 3.604 presas de tierra, que constituyen el 73% del total del número de presas (Singh, 1996).

El gran número de roturas de las presas de tierra, con sus posteriores inundaciones, revela la vulnerabilidad de estas estructuras y el riesgo que producen, tanto en pérdidas humanas como materiales (Gutiérrez *et al.*, 2003). El colapso de estas presas puede deberse a diferentes causas (Garret y Costa, 1982; Sherard, 1992): el *pipiing* y la karsificación son los dos procesos más frecuentes, Lou (1981, en Singh, 1996). En una recopilación de varios trabajos llevados a cabo en diferentes partes del mundo, se señala que los procesos de *pipiing* han sido los causantes del 37% de las roturas de las presas. En el sector occidental de los Estados Unidos el 60% de las presas de tierra con altura superior a 15 m han sufrido la rotura por procesos de *pipiing* (Von Thun, 1996).

La utilización, en la construcción de presas de tierra, de suelos con arcillas dispersivas puede conducir a serios problemas geotécnicos si no se toman las medidas apropiadas (Sherard *et al.*, 1972a; Jones, 1981, 1990; Knodel, 1991). El *pipiing* que afecta a las presas de tierra constituye un amplio riesgo, debido a que las arcillas dispersivas tienen una gran distribución geográfica y se encuentran en una gran variedad de secuencias sedimentarias, tales como depósitos de origen lacustre, sedimentos de aban-



cos aluviales, depósitos de ladera o facies de llanura de inundación en sedimentos fluviales (Sherard *et al.*, 1976). Para Colclough (1978) el *piping* (*tunnel erosion*) en Tasmania es la forma de erosión más frustrante e insidiosa. Esta destrucción subsuperficial se lleva a cabo con la presencia de arcillas hinchables o altos valores de ESP (porcentaje de sodio intercambiable) en la pasta saturada (Gutiérrez *et al.*, 1995, 1997; Gutiérrez, 2001, 2005). La acción del agua en estas circunstancias produce lo que Sherard *et al.* (1972b) denominan «fracturación hidráulica» para referirse a cualquier forma de rotura por *piping*. Este es particularmente frecuente en aridisoles de África, Australia y Norteamérica (Jones, 1981). Aunque son muy susceptibles al *piping* las arcillas de los suelos al dispersarse en agua dulce, se pueden utilizar en la construcción de presas de tierra si se toman las precauciones adecuadas (Sherard y Decker, 1977).

Dos ejemplos de presas de tierra en Omán nos ofrecen datos interesantes sobre la investigación de estas presas. Al-Rujeibi *et al.* (2002) indican que en su país se han construido 17 presas de tierra para laminar las inundaciones y recargar el agua subterránea. Se han estudiado los sedimentos recogidos en nueve presas. Las investigaciones señalan que la erosión (*sediment yield*) es directamente proporcional al caudal y su relación es inversa al tamaño de la cuenca y de la precipitación. También en Omán (Alkhanbashi, 2002), donde la precipitación media anual es de 100 mm, el rápido desarrollo de la región estudiada ha incrementado la demanda de agua. El excesivo bombeo ha producido el descenso del nivel de agua subterránea, que ha conducido a la emigración tierra adentro de la interfase agua dulce/agua salada. La presa de tierra construida ha paralizado la emigración de la interfase y ha mejorado la calidad del agua próxima a la costa.

Las estructuras diseñadas para disponer de agua en las zonas áridas son las **balsas**, de tamaño muy variable, según los usos a los que se dediquen. Se trata de vaciados de tierra que se rellenan con agua procedente en ocasiones de embalses. Con el fin de incrementar la capacidad de la balsa suelen recrecerse con materiales extraídos del vaciado. La balsa para riego de San Juan, a unos 2 km al norte de Altorricón (provincia de Huesca, Depresión del Ebro) (Fig. 17.79), tiene 400 m de largo por 230 m de anchura, la profundidad máxima es de 19 m y sus laterales se inclinan entre 24 y 30°. La capacidad de almacenamiento es de 850.000 m<sup>3</sup>. El área en la que se encuentra tiene una precipitación anual media de 460 mm y la balsa está excavada fundamentalmente en lutitas miocenas. A su vez, los depósitos miocenos horizontales están fosilizados por un glacis cubierto, que arranca de la gran estructura del Anticlinal de Barbastro cuyo núcleo son yesos oligocenos. Como consecuencia, los materiales del glacis de hasta 4 m de potencia tienen un 40% de yeso. Sobre estos glacis se ha recrecido la balsa con parte de las lutitas compactadas extraídas.

Las arcillas miocenas estudiadas por difracción de Rayos-X indican una mineralogía de arcillas de illita y clorita fundamentalmente a las que acompañan esmectitas. Los valores del porcentaje de sodio intercambiable en el extracto de pasta saturada indican que en algunos niveles puede producirse la dispersión de las arcillas (*piping*) (Gutiérrez *et al.*, 2003).

En las pruebas de llenado se produjo el 21 de enero de 2001 la rotura catastrófica, en la que derramaron 300.000 m<sup>3</sup> de agua (Batalla y Balasch, 2001), inundando numerosas hectáreas de campos de cultivo y produciendo daños en los trabajos de irrigación. La rotura produjo una brecha de forma trapezoidal (Johnson e Illes,



**FIGURA 17.79** Balsa de San Juan, excavada en arcillas miocenas, parcialmente rellena de agua. Altorricón, provincia de Huesca (Depresión del Ebro).



1976) en el relleno de la balsa de 10 m de profundidad y  $16 \times 10$  m de anchura (Fig. 17.80). La rotura fue producida por la circulación de agua a través de los depósitos aluviales que disolvieron las partículas de yeso de los

materiales del glacis cubierto, favorecidas por el gradiente hidráulico. A la rotura colaboró los *pipes* generados en los materiales de recrecimiento de la balsa (Gutiérrez *et al.*, 2003).

**FIGURA 17.80** Sección trapezoidal producida por la salida de agua de la balsa de San Juan. Se pueden observar los depósitos del recrecimiento. Altorricón, provincia de Huesca (Depresión del Ebro).





# 18

## Geomorfología de las zonas tropicales

### CONTENIDO

- 18.1. Introducción
- 18.2. Lateritas
- 18.3. El modelado tropical
- 18.4. Laderas y líneas de cantos
- 18.5. Formas de erosión fluvial
- 18.6. Morfologías de sedimentación fluvial
- 18.7. Los grandes ríos tropicales
- 18.8. Modelados desarrollados en lateritas
- 18.9. Aplanamientos tropicales: llanuras grabadas
- 18.10. Inselbergs
- 18.11. Geomorfología aplicada a las regiones tropicales



# 18.1

## Introducción

Los trópicos son las regiones situadas en el Trópico de Cáncer (23,5 °N) y el Trópico de Capricornio (23,5 °S). Estos límites engloban las áreas en las que el sol puede estar en posición cenital. Por lo tanto, estas zonas de bajas latitudes reciben una gran cantidad de radiación solar. Este calor ininterrumpido entraña importantes consecuencias biológicas, ya que se desarrolla una considerable cubierta vegetal, que influye substancialmente en la morfogénesis de estas regiones. En estas zonas intertropicales nos encontramos con grandes espacios de desiertos cálidos, junto con importantes áreas de elevadas precipitaciones. Estas circunstancias obligan a llevar a cabo una separación en diferentes ambientes, que puede estar basada en distintos criterios, tales como climáticos, biológicos y geomorfológicos, entre otros. La subdivisión siempre resulta difícil, sobre todo en áreas continentales (Reading *et al.*, 1995).

Algunos autores delimitan los trópicos húmedos utilizando criterios de vegetación y consideran que se caracterizan por la escasez o ausencia de rasgos xeromórficos en la vegetación y desarrollo de selva, bosques deciduos y sabanas (Fosberg *et al.*, 1961). Otros utilizan criterios climáticos y establecen como límite la temperatura media de 18 °C para el mes más frío (Köppen, 1936). También se ha propuesto la precipitación media anual, pero existe una gran discrepancia entre los investigadores. Köppen (1936) lo sitúa en 450-600 mm y Tricart (1974a) entre 750 y 800 mm.

En las zonas tropicales viven alrededor de 2.400 millones de personas, aproximadamente el 45% de la población mundial. Casi todos residen en los trópicos húmedos y alrededor del 60% en Asia oriental y meridional. El principal sector de la economía es la agricultura y obviamente dependen en gran medida de la variabilidad climática y de los sucesos catastróficos (Mc Gregor y Nieuwolt, 1998).

La mayoría de la superficie ocupada por los trópicos no áridos está situada en zonas cratónicas estables, constituidas básicamente por rocas plutónicas y metamórficas precámbricas, que corresponden fundamentalmente a África central y al escudo brasileño. Estos materiales han sufrido una larga denudación, que ha traído consigo el desarrollo de extensos aplanamientos. Debido a este escaso gradiente topográfico, la velocidad de erosión es muy baja y, por el contrario, la meteorización progresa sin dificultad. Todo ello permite estudiar la evolución del modelado durante largos periodos de tiempo y en condiciones de estabilidad cortical (Thomas, 1974).

Por el contrario, en las regiones afectadas por la tectónica alpina y con importantes relieves, que corresponden fundamentalmente a Indonesia, Sureste asiático, América Central y Antillas, las velocidades de denudación son muy

elevadas y, por consiguiente, la meteorización no puede profundizar. Además, las rocas aflorantes dominantes son distintas a las de las zonas estables, con grandes afloramientos calcáreos en los que se desarrolla un karst singular.

Ya indicamos en capítulos anteriores que en las regiones áridas, sobre todo en las semiáridas, son frecuentes los perfiles de meteorización característicos de zonas tropicales húmedas. Esto indica que en esas zonas secas reinaron en el pasado condiciones mucho más húmedas. Por lo tanto, el reconocimiento de los procesos y depósitos de los trópicos húmedos ayuda a interpretar las variaciones climáticas en tiempos pretéritos.

### 18.1.1 Características climáticas, vegetación y dominios morfoclimáticos

Los parámetros climáticos juegan un papel fundamental en la actividad e intensidad de los procesos geomorfológicos y en la naturaleza de las formas resultantes (Faniran y Jeje, 1983). Por eso es conveniente conocer la magnitud de estos parámetros y la variabilidad de los mismos.

Las temperaturas en los trópicos húmedos son moderadas y no superan los 34 °C, a diferencia de los desiertos tropicales con valores superiores a 50 °C. Las temperaturas medias anuales fluctúan entre 24 y 30 °C, ajustadas a niveles del mar, y las variaciones estacionales y anuales son menores de 2 °C. Esta uniformidad térmica se interrumpe con el incremento de altura, que va acompañada por un aumento de la nubosidad.

En los trópicos húmedos la humedad es siempre alta y la humedad relativa supera generalmente el 80%. Los valores a lo largo del año se apartan muy poco de esta cifra. La evapotranspiración potencial es máxima en las zonas ecuatoriales y varía entre 1.000 y 1.500 mm/año.

La precipitación, excepto en las zonas muy elevadas, es de lluvia. Como las temperaturas son bastante uniformes, la estacionalidad viene marcada por la variabilidad de las precipitaciones. Estas suelen ir acompañadas por lluvias de tormenta, que contribuyen al 90% de la precipitación total en zonas de sabana. La mayoría de las tormentas se desencadenan por la tarde y son de corta duración. La máxima registrada fue de 1.870 mm en un día, en Cilaos (Isla de la Reunión) el 16 de marzo de 1952. En las zonas tropicales húmedas el 40% de las precipitaciones tienen intensidades que superan los 25 mm/hora y se conocen registros con intensidades de 340 mm/hora en unos pocos



minutos (Reading *et al.*, 1995). Los regímenes de precipitación son los siguientes (Biot, 1973): 1) áreas tropicales de las regiones ecuatoriales con influencia de la zona de convergencia intertropical, lluvias a lo largo de todo el año y un único máximo. Las precipitaciones medias anuales son del orden de 2.000 mm o muy superiores. 2) Áreas de latitudes alrededor de 10° al norte y sur del Ecuador, con dos estaciones secas y dos lluviosas y precipitaciones que oscilan entre 1.000 y 2.000 mm. En este régimen tropical húmedo y seco las estaciones de lluvias pueden ser más cortas y las precipitaciones alcanzan 650-1.000 mm. 3) El régimen seco con precipitaciones entre 250 y 650 mm se sitúa en los márgenes desérticos.

La vegetación de los trópicos húmedos responde al régimen climático existente. Así, se diferencia la pluvisilva

ecuatorial constituida por árboles muy próximos de hasta 40 m de altura con grandes hojas perennes y miles de especies arbóreas (Fig. 18.1). La elevada densidad de vegetación arbórea genera una continua sombra en el suelo. La vegetación costera está representada por los manglares. Se desarrolla principalmente en las cuencas del Amazonas y Congo, América Central, Antillas y sureste asiático e Indonesia. La sabana es la consecuencia de un régimen climático tropical húmedo-seco. Está formada por árboles muy aislados, a veces agrupados en corredores en el fondo de los valles, que surgen sobre un campo de gramíneas de gran porte, generalmente de altura superior a una persona (Fig. 18.2). Los incendios en verano de estas gramíneas amarillas secas son muy frecuentes y son los responsables, para algunos autores, del predominio de las



**FIGURA 18.1** Pluvisilva ecuatorial en el Amazonas. Manaus (Brasil).



**FIGURA 18.2** Sabana con vegetación de gramíneas y árboles dispersos. Parque Nacional de Nairobi (Kenia).



mismas sobre el bosque (Fig. 18.50). Se localizan fundamentalmente en África central y meridional con acacias de copa horizontal y baobad, en Suramérica (campos cerrados), India, sureste asiático y Australia (Tricart, 1974a). La cobertera de vegetación efectúa una labor de protección de la superficie del suelo debida a la interceptación, que llega a ser del 20-30%. Además contribuye a la meteorización física, mediante la penetración de las raíces en las diaclasas, y a la alteración química mediante la actividad de ácidos orgánicos. También la vegetación protege de la erosión hídrica y ayuda a la contención de los movimientos de masa, que se desarrollan fundamentalmente en periodos de intensas precipitaciones.

Como las temperaturas son muy homogéneas, las diferenciaciones climáticas se efectúan en función de las precipitaciones. Para los trópicos húmedos y zonas de transición se establece un límite de precipitaciones anuales superiores a 750 mm (Thomas, 1994a). Engloba los climas de pluvisilva Af y Am y de sabana Aw y As (Köppen, 1936).

Morfoclimáticamente, la diferenciación es similar ya que las precipitaciones y la vegetación resultante imprimen un carácter determinativo a las regiones tropicales húmedas. No obstante, hay que tener en cuenta las numerosas herencias geomorfológicas existentes de otros climas, tanto en las áreas de los climas ecuatoriales como en los húmedos y secos, aunque son más manifiestas en estos últimos próximos a las zonas de climas secos. Los procesos geomorfológicos dominantes en los trópicos húmedos son la intensa meteorización química, los movimientos de masa y la erosión fluvial; ésta es mucho más importante en las regiones de climas húmedos y secos (Wilson, 1969).

Sin duda, la meteorización profunda y la evolución de sus perfiles son uno de los rasgos más característicos de esta zona morfoclimática. No obstante, algunos autores dudan de la existencia de una geomorfología climática tropical (Stoddart, 1969a) y otros de la diferenciación de la zona tropical en el conjunto global morfoclimático (Douglas, 1978; Gupta, 1993). Este último autor señala que los procesos y formas en los trópicos dependen solo parcialmente del clima y existen en ellos otros factores como la neotectónica, litología, sucesos episódicos y ca-

tastróficos (ciclones) y acciones antrópicas. Todo ello es cierto, pero hay que tener presente que todos los procesos y factores señalados, de carácter no climático, tienen lugar a lo largo de todo el globo terráqueo y se superponen a las causas climáticas. Parece que esta visión corresponde a áreas muy pobladas con una neotectónica importante, que son muy diferentes a las zonas africanas y brasileñas, donde los antiguos aplanamientos han facilitado el desarrollo de potentes alteritas y, a su vez, los cambios ambientales han producido modelados lateríticos, superficies grabadas, etc., característicos de las zonas tropicales húmedas.

Büdel (1977, 1982) señala que las zonas tropicales húmedas son completamente distintas de las otras zonas morfoclimáticas. En ellas no se desarrollan terrazas, llanuras de gravas o llanuras de inundación como en los ectrópicos (zonas templadas), ni mantos de loess. El suelo es mucho más profundo que el de los ectrópicos y rico en costras y concreciones. En los trópicos son frecuentes los inselbergs de tamaño variable, que destacan sobre extensas superficies de erosión, que se meteorizan a medida que se forman. Las zonas montañosas se caracterizan por una profunda disección. Asume que la morfodinámica de las tierras bajas tropicales es totalmente diferente y que en estas zonas el relieve está controlado por la creación de las superficies grabadas (*etchsurfaces*).

Tricart y Cailleux (1965) diferencian una **zona inter-tropical** con temperaturas cálidas y un flujo fluvial constante. En función de la distribución de las precipitaciones, de su total anual y de la densidad de la cobertera vegetal subdividen la zona en **dominio de sabana**, con una precipitación menor y una cobertera vegetal menos densa. La arroyada difusa es considerable y la meteorización química potente y discontinua en el tiempo. En resumen, una sabana es una pradera o pastizal seco con árboles dispersos. El **dominio de selvas** se caracteriza por una espesa cubierta de vegetación y mayores precipitaciones. En él, las acciones químicas y bioquímicas alcanzan su máxima intensidad. Sin duda, es la comunidad más rica y productiva del mundo. Las selvas se han reducido a la mitad por acción antrópica (Cunningham, 1999b). En ellas se encuentran las 2/3 partes de la masa vegetal y aproximadamente la mitad de todas las especies vivientes del mundo.

## 18.2 Lateritas

En la literatura existen varias denominaciones para el término de laterita, tal como costras endurecidas (*duricrusts*), plintita, laterita férrica, ferricreta, etc. (Thomas, 1974). Las lateritas son de difícil definición, ya en el siglo XIX se re-

conocían por sus propiedades físicas, como su resistencia y color. Buchanan (1807) describe un material lo suficientemente blando para cortarse en bloques con un instrumento de hierro, pero que se endurece al secarse. Por



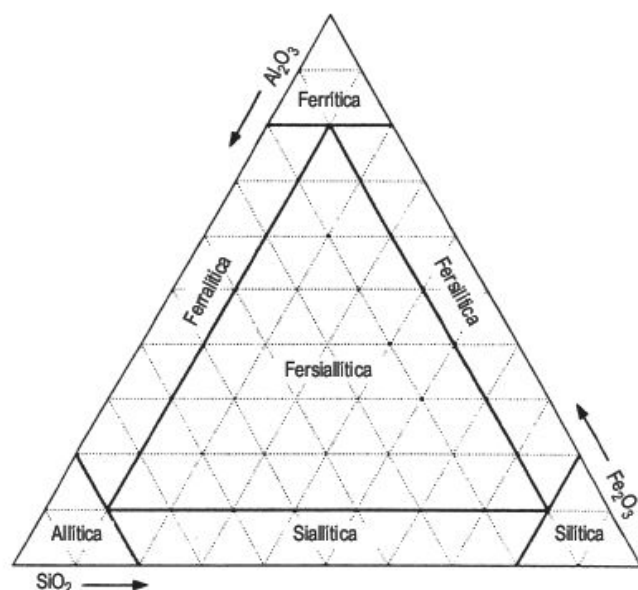
eso se utiliza para fabricar ladrillos. En el paso al siglo xx se comenzó a definir la laterita en función de su composición química. Se utilizó el contenido en hierro, aluminio y las relaciones de la  $\text{SiO}_2$  con respecto a  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Existen numerosas definiciones de laterita (Alexandre y Cady, 1962; Sivarajasingham *et al.*, 1962; Norton, 1973; Schellmann, 1981; etc.), pero se diferencian muy poco unas de otras. Se considera a la laterita como originada en ambientes de intensa alteración química, carente de elementos alcalinos y alcalino térreos, enriquecida en hierro y aluminio y con cantidades importantes de cuarzo y caolinita. Se endurece por humedecimiento y secado.

Por otra parte, existe una controversia entre el concepto pedológico y geomorfológico de laterita. Los edafólogos entienden que el suelo laterítico es un suelo residual enriquecido en hierro en su parte superior en condiciones de humedecimiento y secado, mientras que para los geomorfológicos las lateritas se forman en situaciones geomórficas especiales y los precipitados se producen en la zona de fluctuación del nivel freático. Por eso, los edafólogos consideran a este tipo de lateritas como suelos tropicales podzólicos. Todo ello ha conducido a una diferenciación entre lateritas edafogénicas y lateritas generadas por fluctuación de nivel freático (McFarlane, 1976). Esta controversia adquiere visos de difícil entendimiento cuando se intentan explicar potencias de 60 m o más (Hays, 1967), difícilmente argumentables para un origen edafogénico. Según Goudie (1973) este último tipo requiere un horizonte de poco espesor, pero no se encuentra en la mayoría de los casos.

## 18.2.1 Constitución y estructuras

Los análisis químicos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  y de minerales de la arcilla de las lateritas permiten proyectarlos en diagramas triangulares y con ello llevar a cabo diferenciaciones de carácter composicional. Se utilizan los porcentajes de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y caolinita (Bardossy y Aleva, 1990), mientras que Dury (1969) y Schellmann (1981) sustituyen la caolinita en el diagrama por  $\text{SiO}_2$  (Fig. 18.3). Estos estudios reflejan una amplia variedad composicional, incluso dentro de un mismo nivel. Thomas (1974) propone simplificar la amplia terminología utilizando tres denominaciones: bauxita para una costra rica en aluminio, silcreta cuando el contenido en sílice es elevado y reserva el vocablo laterita para los materiales de composición intermedia.

Como la laterita se genera a partir de un residuo resultante de la meteorización química de la roca, debemos esperar que exista un reflejo directo de la composición de la roca madre. A escala regional se observan, a veces, variaciones en el contenido en hierro y a menor escala no existen unas relaciones claras entre la química de la laterita y la roca madre. Por otra parte, no se puede generalizar que la formación de la bauxita está favorecida por rocas ricas en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (McFarlane, 1983).



**FIGURA 18.3** Diagrama triangular en el que se sitúan diferentes tipos de costras en función de su composición química (Dury, 1969).

Los principales minerales de neoformación que constituyen las lateritas son los óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio tales como la hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), goethita ( $\text{FeO.OH}$ ), gibbsita ( $\text{Al(OH)}_3$ ), boehmita ( $\text{AlO.OH}$ ) y diásporo ( $\text{AlO.OH}$ ) y los minerales de la arcilla como la caolinita y halloysita ( $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_{18}$ ), ambos con la misma composición. Todos los minerales de neoformación tienden a una mayor estabilidad en consonancia con las circunstancias ambientales y en los medios tropicales húmedos se modifican fundamentalmente por el proceso de lixiviación. La caolinita puede proceder de la alteración de los feldespatos o de una montmorillonita de neoformación. La goethita deriva directamente de la biotita y hornblenda y la hematita de la goethita por deshidratación. La meteorización de los feldespatos puede originar directamente gibbsita, aunque ésta se genera normalmente por desilicificación de la caolinita.

Las lateritas presentan diferentes **estructuras**, y son muy frecuentes los **nódulos** sin estructura interna y los **pisolitos** (diámetro > 2 mm) y **oolitos** (< 2 mm) con capas concéntricas. Estos pueden presentarse como concreciones sueltas o empaquetadas formando una laterita oolítica o pisolítica cementada. La estructura concéntrica se forma por enriquecimiento en la zona de fluctuación del nivel freático. Los pisolitos edafogénicos están englobados por material suelto, tienen forma y tamaño irregular y una capa externa de manganeso (McFarlane, 1976). Otros tipos de estructuras de las lateritas son la vermicular, vesicular, celular, tubular, etc., en la que la diferenciación está basada en la forma de las cavidades. Esta terminología no aparece claramente definida y McFarlane (1976, 1983) utiliza solo el vocablo **vermiforme** para



caracterizar a las lateritas con tubos y cavidades en su interior (Fig. 18.4). El diámetro de estos conductos es de 2-3 cm y suelen estar rellenos de caolín. El origen de estas estructuras es complejo. Se atribuye a la actividad de las termitas (corazas termíticas de Erhardt, 1951) y a la penetración de las raíces de las plantas. Para McFarlane (1976) son un tipo de estructuras resultantes de la precipitación, que solo se encuentra en las lateritas formadas por fluctuación del nivel freático. Este autor también indica que las lateríticas pisolíticas son lateritas inmaduras, mientras que las vermiformes son maduras y estas derivan de las primeras. Por consiguiente, se pueden encontrar estructuras pisolíticas alternando con vermiformes.

## 18.2.2 Factores que afectan a su formación

Las lateritas y bauxitas se encuentran en una gran variedad de tipos de roca (Mabbutt, 1961b; Goudie, 1973; entre otros), pero la mineralogía de las rocas influye substancialmente en la composición de las rocas lateríticas (Thomas, 1994a). No obstante, hay zonas en las que una determinada litología favorece el desarrollo de las lateritas, mientras que en otras la misma litología inhibe su formación. Todo ello parece indicar que existen otros factores de mayor peso específico en su elaboración (McFarlane, 1976).

El **relieve** es uno de los factores que afectan substancialmente al desarrollo de las lateritas. En las laderas de marcada inclinación la escorrentía es importante y erosiona los productos de alteración, mientras que en laderas de poca pendiente el agua penetra con mayor facilidad, disolviendo los constituyentes más solubles y acumulando

los menos móviles. Por consiguiente, la laterita está asociada, en su generación, con zonas de bajo relieve. No obstante, se reconocen lateritas coronando mesas y plataformas, que se interpretan como formas producidas por incisión de lateritas de bajo relieve. También se desarrollan lateritas detríticas al pie de estos relieves más elevados (Fig. 18.5). Para algunos investigadores la laterita se forma junto con el progresivo rebajamiento de la superficie terrestre, cuyo producto final es una superficie aplanada coronada por una potente capa de material residual. Por lo tanto, la laterita posdata la formación del aplanamiento (McFarlane, 1976, 1983).

El **clima** reinante en los trópicos húmedos es el más adecuado para la generación de las lateritas, pero éstas parece que se forman también en climas templados (Taylor *et al.*, 1992). Las temperaturas del suelo próximas a 27 °C son las más adecuadas para el desarrollo de los procesos de laterización (Thomas, 1994a), ya que las aguas de percolación a estas temperaturas desintegran más fácilmente las rocas y la sílice se disuelve más rápidamente. Las condiciones de precipitación más idóneas son las correspondientes a climas tropicales húmedos y secos, ya que los climas húmedos no favorecen las condiciones de oxidación/reducción para la movilización y precipitación del hierro (Nahon, 1986).

Los factores **biológicos** comprenden la incidencia de la vegetación y la actividad de los organismos y compuestos orgánicos. Las lateritas aparecen frecuentemente asociadas con zonas de vegetación herbácea (sabana), aunque también se reconocen en áreas de selva (McFarlane, 1976). Thomas (1994a) señala que las bauxitas están relacionadas con condiciones húmedas de vegetación de selva, mientras que las lateritas encuentran las áreas más favorables para su generación en condiciones más secas.



**FIGURA 18.4** Laterita vermiforme. Este de Bouaké (Costa de Marfil).





**FIGURA 18.5** Brecha laterítica sobre gneis alterado. Machakos (Kenia).

En la selva se mantiene la humedad del suelo y la masa vegetal causa una importante interceptación, a la vez que reduce la erosión hídrica. Las plantas absorben la sílice, que se almacena en las hojas. Por otra parte, diferentes microorganismos están implicados en la movilización del aluminio, hierro y sílice (McFarlane, 1987). También el aluminio y el hierro se pueden lixiviar, a partir de quelatos, como compuestos organometálicos.

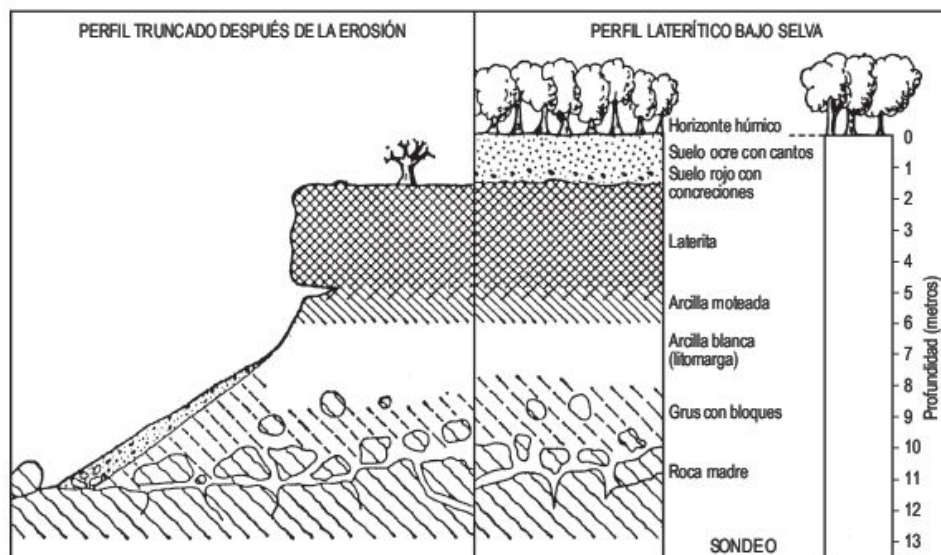
La mayoría de las lateritas están asociadas con extensos aplanamientos y el tiempo necesario para la generación de los mismos se mide en millones de años. Ahnert (1970) calcula en unos 10 millones de años el periodo requerido para su desarrollo. Por otra parte, también se han llevado a cabo estudios sobre la potencia de roca madre, necesaria para generar un espesor determinado de laterita. Teniendo en cuenta que las rocas graníticas tienen como media un 2% de  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ , Trendall (1962) calcula que para originar 9 m de laterita se necesitan 180 m de alteración del granito de Buganda (Uganda), que debe corresponder a varios millones de años. Por otro lado, las zonas tropicales húmedas, sobre todo las correspondientes a las regiones de sabana, más próximas a los márgenes desérticos, han estado sometidas a importantes **cambios climáticos**. Por esta razón, es frecuente la presencia de extensos mantos lateríticos en las zonas semiáridas. Además, durante el Cretácico superior y Paleógeno se reconocen numerosos depósitos lateríticos en áreas extratropicales. Así, los depósitos basales de la sedimentación terciaria de la Depresión del Duero, en la región de Zamora-Salamanca, están constituidos por lateritas transportadas, areniscas caolínificadas y silcretas (Martín-Serrano, 1988). Como los niveles próximos superiores a los mismos son de edad paleocena, se interpreta que con anterioridad a épocas terciarias el Macizo Hespérico estuvo

sometido a un clima tropical húmedo. En Portugal la arenisca ferruginosa de Buçaco (Biro, 1949b) debe de constituir el sedimento correlativo de este clima tropical.

### 18.2.3 Perfil de la laterita

La laterita forma parte de un conjunto de materiales meteorizados que se estructuran en zonas u horizontes, constituyendo lo que se conoce como perfil de la laterita. Un perfil ideal fue elaborado por Millot (1964) (Fig. 18.6), inspirado en las diferenciaciones de Walther (1915), y recogido en los tratados de Thomas (1974a) y Faniran y Jeje (1983). Por encima del horizonte laterítico se encuentra un material suelto de tonos parduzcos, ligeramente húmico y con fragmentos y concreciones ferruginosas. La **laterita**, de tonos oscuros u ocre, presenta potencias desde escasos metros hasta 60 m y sus estructuras son fundamentalmente vermiformes y pisolíticas. Por debajo del horizonte laterítico se desarrolla la zona de **arcillas moteadas** con manchas rojas ferruginosas, de 1-9 m de espesor, aunque en algunos perfiles a veces no existe. El tránsito hacia la laterita puede ser neto o gradual (McFarlane, 1976). El horizonte más inferior es la **zona pálida**, también denominada litomarga, que está constituida por arcillas caolínificadas y granos de cuarzo con potencias muy variables (5-60 m). Su coloración blancuzca se debe al lixiviado del hierro y, como la zona de arcillas moteadas, no se desarrolla en algunos perfiles. Generalmente, si la potencia de la zona pálida es importante, la laterita adquiere poco espesor y viceversa (Loughnan *et al.*, 1962). Hacia abajo, nos encontramos con una **zona de transición**, de potencia variable, constituida por material meteorizado que puede contener bloques de roca fresca y que descansa sobre la roca madre.





**FIGURA 18.6** Perfil laterítico bajo selva y su equivalente truncado por la erosión. Sudán (Millot, 1964).

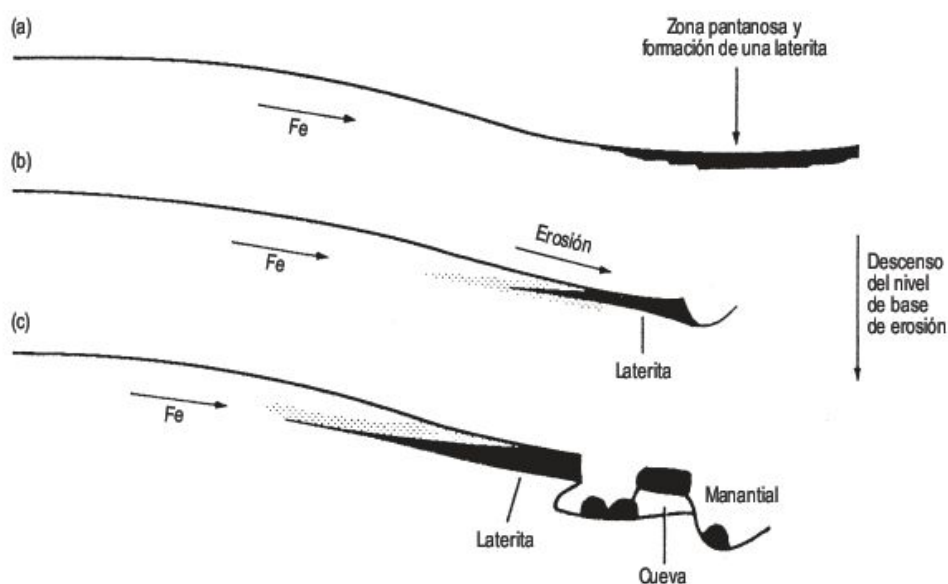
Este perfil ideal o *standard* sirve de guía para reconocer las diferentes zonas que pueden existir en un perfil laterítico, pero ya se ha señalado que algunos horizontes no existen en determinados perfiles. Las lateritas o bauxitas de gran espesor descansan algunas veces casi directamente sobre la roca fresca, mientras que las lateritas de poca potencia a veces yacen sobre regolitos muy potentes (McFarlane, 1983).

## 18.2.4 Génesis de las lateritas

Una de las primeras hipótesis señala que la laterita se origina a partir de un perfil de alteración, en el que la zona pálida pierde el hierro cediéndolo a la laterita. Este enriquecimiento se produce por capilaridad y por fluctuaciones

estacionales del nivel freático. El ascenso capilar parece ser que es poco efectivo y está sobredimensionado (Goudie, 1973). Además, cuando se presentan potencias de la zona pálida del orden de 60 m resulta difícil soportar el mecanismo de capilaridad. Las oscilaciones del nivel freático, sobre todo en los climas con estaciones húmedas y secas, traen consigo que el hierro en disolución se movilice hacia las partes superiores con el ascenso de nivel freático y precipite en ellas (McFarlane, 1976; 1983).

Otra explicación para el enriquecimiento en hierro resulta de la movilización lateral desde las partes altas de las laderas hacia los valles (Maignien, 1966) (Fig. 18.7), de tal forma que se concentra en las partes bajas de las laderas y en el fondo de los valles. Si la erosión indicada en la figura progresa durante un intervalo de tiempo considerable, puede producirse una inversión del relieve, de tal forma que



**FIGURA 18.7** Migración lateral de oxihidróxidos de hierro y formación de una laterita. (a) migración de Fe en agua subterránea por ácidos orgánicos y acumulación en fondos de valle pantanosos. (b) y (c) incisión del drenaje con un descenso de nivel freático, que da lugar al endurecimiento y erosión de la laterita (Maignien, 1966).



las lateritas existentes en áreas bajas pasan a ocupar posiciones de interfluvio (McFarlane, 1976) (Fig. 18.8).

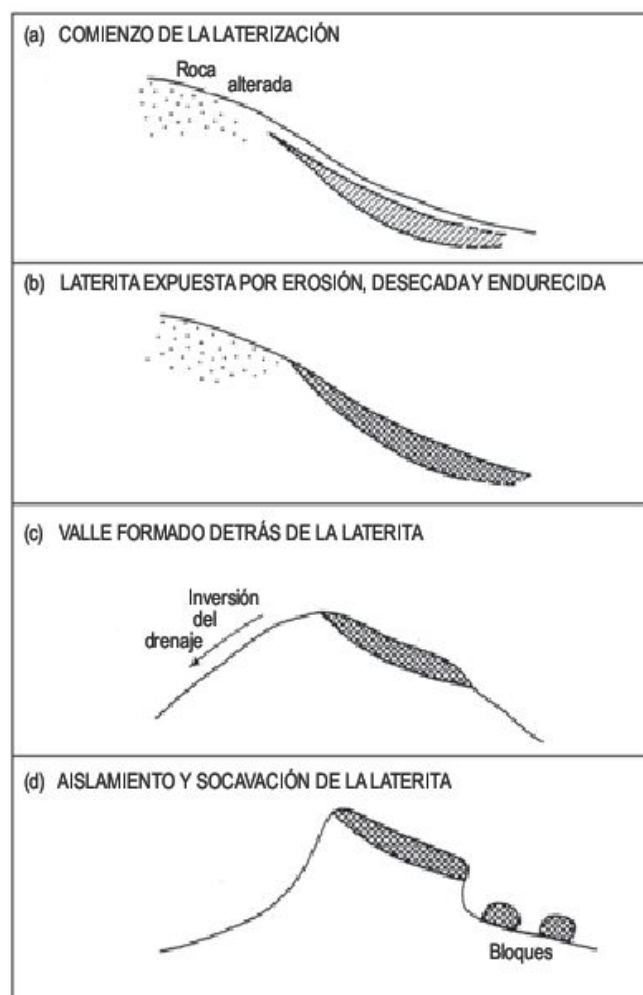
Para explicar la elevada potencia de la zona pálida, Trendall (1962) propone un descenso de la superficie topográfica a lo largo del tiempo y, por lo tanto, el perfil se va desplazando hacia abajo. Estas ideas son desarrolladas por McFarlane (1983) y por Tardy y Roquin (1998) para interpretar espesores importantes de lateritas que yacen sobre un regolito. En vez de considerar al perfil de meteorización como una columna estática, se estima que ésta desciende por pérdida de solutos y partículas finas y los horizontes se transforman continuamente. Por consiguiente, la roca meteorizada que proporciona al hierro se sitúa en posiciones topográficas cada vez más bajas, al igual que la laterita. Los trabajos realizados en las zonas bajas de Uganda (McFarlane, 1976, 1983) han permitido proponer un conjunto de varias etapas de desarrollo para las lateritas originadas por oscilaciones del nivel freático (Fig. 18.9). En esta secuencia evolutiva, es necesaria una superficie topográfica descendente con continuas segre-

gaciones, desarrolladas en el intervalo de oscilación del nivel freático y que dan lugar a una capa de laterita pisolítica. Cuando el relieve se suaviza estas capas de laterita pisolítica se transforman en laterita vermiforme masiva. Por consiguiente, la evolución del perfil y la de la superficie terrestre son interdependientes.

## 18.2.5 Bauxitas

También denominadas lateríticas alumínicas y alcretas, se las considera como el producto final de una profunda meteorización, ya que la  $\text{SiO}_2$  y el  $\text{Fe}^{2+}$  han sido intensamente lixiviados (Thomas, 1994a). Se reconocen en el registro geológico en muchos lugares del planeta. Las condiciones para su desarrollo están en relación con climas tropicales húmedos, rocas madre porosas, buen drenaje y tiempo suficiente para su generación (Ollier y Pain, 1996). La distribución de facies verticales en un saprolito bauxítico bien desarrollado depende de los tipos de roca madre, morfología y sistemas de drenaje (Valeton, 1999). Las bauxitas se pueden generar por la alteración de rocas con silicatos alumínicos, tales como rocas ígneas básicas (África occidental) (Valeton, 1972; Boulangé y Millot, 1988), metamórficas (Malasia) (Allen, 1972) y volcánicas (Hawái) (Sherman, 1952). Estas bauxitas se pueden producir por alteración directa de rocas alcalinas, sin pérdida de volumen (Boulangé y Millot, 1988), o por meteorización indirecta en la que la desilificación de la caolinita da lugar a gibbsita (Schellmann, 1977). También se reconoce el tipo de bauxitas detríticas, que originan brechas o depósitos nodulares (Allen, 1972). Cuando la alteración tropical afecta a rocas carbonatadas pueden producirse bauxitas kársticas (Bardossy, 1981). También se desarrollan las bauxitas sobre sedimentos (arcosas terciarias de Weipa, Queensland, Australia) (Loughnan y Bayliss, 1961) y pueden producirse por sedimentación de polvo eólico (Brimhall *et al.*, 1988). En el margen occidental del *rift* africano se reconocen dos niveles de bauxitas encajados (Chardon *et al.*, 2006), que corresponden con las superficies post-Godwana (post-Cretácica) y Africana (pre-Miocena) de King (1962), que explica la rebauxitización de cantos de bauxita en el nivel laterítico más bajo. Todo ello indica importantes cambios paleoclimáticos (Tardy, 1993). Tardy y Roquin (1998) diferencian, para la cuenca mediterránea, etapas de generación de lateritas en el Trias, Jurásico, Cretácico medio, Paleoceno y otra más hipotética en el Neógeno. Consideran la fase principal la correspondiente al Paleoceno.

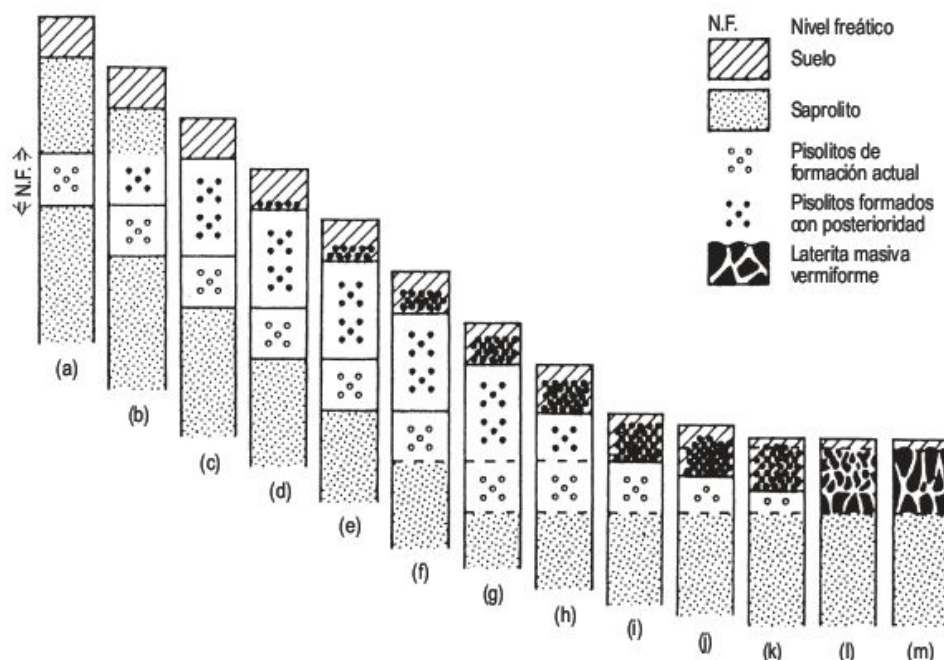
Muchas bauxitas se pueden considerar como derivadas de la lixiviación de antiguas lateritas. Tardy y Roquin (1992) señalan que algunas lateritas alumínicas presentan dos capas de enriquecimiento gibbsítico: una próxima a la base del perfil del saprolito, casi en el contacto con la roca madre, y la otra a techo del perfil, cerca de la superficie del suelo.



**FIGURA 18.8** Inversión del relieve por erosión de lateritas de ladera-valor (Clare, 1960; en McFarlane, 1976, Fig. 20).



**FIGURA 18.9** Evolución de las lateritas generadas por fluctuaciones del nivel freático. (a) segregación del hierro para formar pisolitos en una estrecha franja de oscilación del nivel freático; (b) y (c) rebajamiento del nivel freático que da lugar al descenso de la zona de formación de pisolitos, con lo que estos previamente formados pasan a zona vadosa; (d), (e), (f) y (g) los pisolitos se acumulan en la base del suelo; (h), (i), (j) y (k) el nivel freático se estabiliza y la progresión de la lixiviación reduce la zona vadosa, lo que convierte a la capa residual de pisolitos en una zona de intermitente saturación; (l) y (m) el residuo pisolítico se convierte en una laterita masiva vermiforme rica en goethita (McFarlane, 1983).



La bauxitización aumenta con el incremento de la incisión fluvial y también se observa que las bauxitas alcanzan un mayor desarrollo a lo largo de fallas, en las que se facilita la lixiviación. Muchas veces la bauxita aflorante en un escarpe se acuña lateralmente hacia la masa laterítica, lo que indica que no forma una capa continua y que está genéticamente relacionada con la evolución del escarpe (McFarlane, 1983).

Aproximadamente el 10% de las bauxitas son de tipo kárstico (Ollier y Pain, 1996). La bauxita rellena fisuras, depresiones y cavidades de las rocas carbonatadas karstificadas. Al principio se pensó que las bauxitas constituirían residuos insolubles de la disolución de los macizos calcáreos, pero es difícil explicar la procedencia de cantidades importantes de aluminio. Según Bardossy (1981) la karstificación produce áreas deprimidas por disolución diferencial y en estas depresiones cerradas kársticas se recogen los sedimentos ricos en aluminio de las zonas circundantes. Además, la bauxitización se ve facilitada por el buen drenaje que presentan estas zonas y por estar pro-

tegidas de la erosión. El enriquecimiento en aluminio por lixiviación se produce por aportes foráneos (cenizas y tefras volcánicas) transportadas por el agua, viento y gravedad. Por meteorización se desilicifican y enriquecen en aluminio (Barany-Kerei, 2004). A su vez, la depresión sigue aumentando de tamaño por disolución de los carbonatos.

Las bauxitas se reconocen en el registro geológico en muchos lugares del planeta (Valeton, 1972). En España, las bauxitas son de origen kárstico y se localizan fundamentalmente en la zona subpirenaica en el límite Jurásico-Cretácico inferior, en el centro de la Cadena Costero Catalana en el Infralías y en el Maestrazgo nororiental en el Cretácico inferior (Combes, 1969).

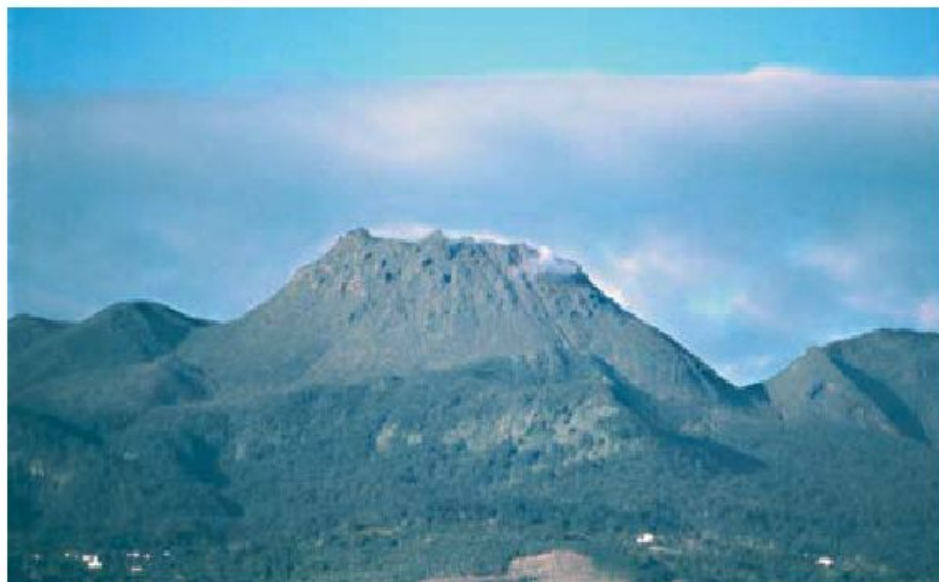
La formación de bauxitas kársticas ha aumentado progresivamente desde el Paleozoico (Bardossy, 1981), con un incremento manifiesto en el Cenozoico, posiblemente en relación con un aumento de las rocas carbonatadas. Las bauxitas kársticas de edad neógena constituyen la cuarta parte de las existentes en el mundo.

## 18.3 El modelado tropical

Las zonas afectadas por climas tropicales, que han sufrido las deformaciones de la orogenia alpina, están constituidas por relieves enérgicos con grandes conos volcánicos, como el Nevado del Ruiz (Colombia), Coto-

paxi (Ecuador), La Soufrière (Guadalupe) (Fig. 18.10), Pinatubo (Filipinas), Merapi (Java), etc. Estas regiones tropicales corresponden a las montañas de Centroamérica, Antillas, Sureste asiático e Indonesia. En estas tres últimas





**FIGURA 18.10** Volcán La Soufrière con la cumbre en domo, situado al sur de la Isla de Guadalupe (Pequeñas Antillas).

áreas, los procesos de disolución, que afectan a grandes extensiones de rocas carbonatadas, han dado lugar a una morfología de colinas cónicas y turriculadas, que caracterizan al karst tropical. Estas zonas tropicales presentan un manifiesto control tectónico, ya que todavía sufren la inestabilidad cortical cuaternaria. Los productos de alteración generados son fácilmente exportados por la actividad fluvial. Por lo tanto, estas áreas se caracterizan por estar sometidas a movimientos de componente vertical generadores de relieve, importante actividad volcánica de carácter explosivo y una relevante acción erosiva fluvial.

Por otra parte, las regiones correspondientes a los escudos o cratones de África, Brasil-Guayana, India y Australia se caracterizan por ser tectónicamente estables, al menos en tiempos geológicos recientes. Estas circunstan-

cias han favorecido el desarrollo de extensos aplanamientos, sobre rocas fundamentalmente precámbricas, que caracterizan estos escudos tropicales. Como consecuencia, el relieve suele presentar pocos contrastes y los productos de meteorización sufren una débil erosión hídrica. El resultado se manifiesta en el desarrollo de potentes perfiles de meteorización, que en ocasiones pueden superar los 100 m. Cuando el regolito sufre una profunda incisión, por descenso del nivel de base, se originan un conjunto de modelados que proceden de meteorización diferencial y de erosión (Faniran y Jeje, 1983). Por otra parte, en África oriental se localiza el sistema de *rift-valleys*, asociado a un importante volcanismo. El Monte Kenia (5.194 m) y el Kilimanjaro (5.895 m) (Fig. 18.11), en Tanzania, son los ejemplos más vivos de esta actividad ígnea.



**FIGURA 18.11** El gran estratovolcán del Kilimanjaro (5.895 m) en Tanzania, destacando sobre los llanos del Parque Nacional de Amboseli (Kenia).



### 18.3.1 Erosión y sedimentación en los sistemas fluviales

Los cursos de agua en los trópicos húmedos transportan poca carga de fondo. Esto se debe a que la alteración es muy intensa y el regolito está constituido por partículas de tamaño arena, limo y arcilla y, por consiguiente, los ríos van a evacuar fundamentalmente materiales de estas dimensiones y productos en disolución. Estos sedimentos tienen escaso poder abrasivo y su capacidad erosiva es pequeña. Las investigaciones sobre la carga de fondo en ríos tropicales son muy escasas y, por lo tanto, se disponen de muy pocos datos. Estos trabajos se localizan en zonas de montaña y en ellos los sedimentos se movilizan rápidamente por flujos importantes, capaces de transportar toda la carga sólida hacia las partes bajas de la cuenca, encajándose sobre las rocas existentes. Todo ello contrasta enormemente con la morfodinámica de los ríos que discurren por zonas de bajo relieve, en las que la evacuación de los materiales por los ríos se realiza básicamente por suspensión y disolución (Thomas, 1994a).

En un apartado anterior se analizaron las características fundamentales de la precipitación y ahora se contemplarán aspectos hidrológicos, erosivos y deposicionales de los sistemas fluviales. Cuando llueve, el suelo puede alcanzar su capacidad de infiltración, produciéndose entonces la escorrentía superficial. El conocimiento del coeficiente de escorrentía, que es un factor que expresa el porcentaje de precipitación que discurre en superficie, es muy importante para comprender la dinámica del sistema geomorfológico. Se han llevado a cabo cálculos del coeficiente de escorrentía en parcelas, microcuencas y cuencas fluviales. Los resultados son muy variables a lo

largo del tiempo, debido a que la duración e intensidad de las tormentas juegan un papel fundamental en la infiltración.

#### 18.3.1.1 Cuantificación de la pérdida de suelo

Utilizando datos propios y recopilados de las pérdidas de suelo, obtenidas por distintos autores, se observa que son muy diferentes según las áreas estudiadas y dependen de varios factores (Fournier, 1960; Walling, 1984; Douglas y Spencer, 1985c). No obstante, para pequeñas **parcelas** (Fig. 18.12) en laderas con vegetación de selva o sabana, con inclinaciones de 5-15° se llegan a valores similares de pérdida de suelo. Las cifras obtenidas por Kesel (1977a) en la Guayana, Nortcliff *et al.*, (1990) en Brasil y Roose (1973, en Thomas, 1994a) en Costa de Marfil, fluctúan entre 0,2 y 8,5 Tm/Ha/año. Estos valores se disparan cuando la vegetación sufre una importante tala o incendio (Lal, 1986). Con este tipo de vegetación el impacto y salpicadura por las gotas de lluvia (*rainsplash*) es nulo, ya que el suelo está cubierto por una continua y densa cobertera de hojarasca y ramas, que puede alcanzar 25 cm de espesor (Ruxton, 1967). Por lo tanto, las partículas se movilizan por flujo hídrico debajo de la capa de hojarasca.

Las investigaciones llevadas a cabo en cuencas fluviales revelan que la carga de sedimentos en suspensión varía con el régimen de lluvias y de una tormenta a otra. Además, la carga en suspensión aumenta rápidamente con el incremento del caudal (Douglas, 1977). Los datos obtenidos de carga en suspensión a partir de parcelas experimentales no son fácilmente comparables con los va-



**FIGURA 18.12** Parcelas experimentales para el estudio de la erosión hídrica. Estación Experimental de Katunani. Machakos (Kenia).



lores extraídos de **pequeñas cuencas**, ya que en éstas están implicados otro tipo de procesos. En Nigeria, para cuencas en zonas de selva, que no superan los 20 km<sup>2</sup>, se han obtenido valores de **carga en suspensión** que oscilan entre 0,4 y 29,5 Tm/km<sup>2</sup>/año (Ogunkoya y Jeje, 1987). En áreas de relieve elevado, como en África oriental y meridional, la pérdida de sedimentos aumenta considerablemente hasta valores de 100-1.000 Tm/km<sup>2</sup>/año (Walling, 1984). Por otra parte, cuando las cuencas superan los 10.000 km<sup>2</sup> los valores obtenidos para los sedimentos transportados disminuyen substancialmente (Pilgrim *et al.*, 1982). Así, en el río Congo se registran solo 11,3 Tm/km<sup>2</sup>/año y en el Níger 33,1 Tm/km<sup>2</sup>/año (Milliman y Meade, 1983).

Los datos recopilados por Douglas y Spencer (1985b) sobre la carga en suspensión, escorrentía, área de la cuenca y porcentaje de cobertura vegetal de ríos tropicales de distintas partes del mundo permiten llevar a cabo algunas consideraciones. El Amazonas, que nace en los Andes peruanos, tiene numerosos e importantes afluentes de cabecera que excavan la cordillera andina. Estos tributarios tienen un gran poder erosivo y las velocidades de denudación son muy elevadas, mientras que en los cursos medio y bajo la erosión es más moderada. Se han registrado valores de carga en suspensión (Fig. 18.13) que oscilan entre 0,3 y 115,9 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/año (expresados en volumen) (Gibbs, 1967). Las mayores cifras de erosión corresponden a islas del sureste asiático, Indonesia y Papúa-Nueva Guinea, en los que las pendientes y escorrentías son muy elevadas. El río Cilulung (Indonesia) transporta anualmente 8.000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>, que es el mayor valor registrado. En las áreas de escaso relieve, correspon-

dientes a las regiones cratónicas, de Brasil, África, India y Australia, se registran valores mucho menores, que están en torno a 30 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/año. Finalmente, en los tributarios bajos del Amazonas, en los que el relieve es muy débil, la carga es marcadamente inferior y varía entre 0,3 y 3,8 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/año.

Los estudios sobre parcelas y pequeñas cuencas, llevados a cabo en Malasia, indican que la **carga en disolución** es un 27,4% de la carga total (Douglas y Spencer, 1985b). En cuencas fluviales la denudación química varía entre 143 Tm/km<sup>2</sup>/año para el río Yamuna, afluente del Ganges, y 9 Tm/km<sup>2</sup>/año para el río Congo o Zaire; el Amazonas presenta cifras intermedias de 35 Tm/km<sup>2</sup>/año (Sarin *et al.*, 1989). No obstante, los valores medios de carga en disolución para los ríos afluentes de la cuenca baja del Amazonas son de 5-8 mg/l, muy pequeños cuando se comparan con la concentración media de los ríos a nivel global, que es de 120 mg/l (Walling y Webb, 1986). Las mayores concentraciones en disolución se encuentran en los ríos que atraviesan formaciones evaporíticas, donde llegan a alcanzar cifras de hasta 60.000 mg/l.

La relación de carga en suspensión a carga en disolución es de 3,5:1, considerando los valores medios de todos los ríos del mundo (Meybeck, 1979). Los mayores valores corresponden al Ganges-Brahmaputra, que presenta una relación de 11,0:1, debido a que estos ríos tienen una gran alimentación de la Cordillera del Himalaya. Por el contrario, el río Congo tiene una cuenca con poco contraste altimétrico y por eso la relación es de 0,91:1, lo que indica que la carga en disolución supera a la transportada por suspensión (Walling y Webb, 1986).



**FIGURA 18.13** Confluencia de los ríos Negro y Solimoes, afluentes del Amazonas. El segundo transporta una elevada carga en suspensión, mientras que la del primero es muy pequeña. La unión se denomina «encuentro de las aguas» y tiene lugar unos kilómetros al Este de Manaus (Brasil).



# 18.4

## Laderas y líneas de cantos

A pesar de la elevada superficie que ocupan las laderas en el conjunto del modelado (Young, 1972), existen pocos estudios rigurosos sobre las mismas. Esto puede deberse a la gran densidad de vegetación, que dificulta su estudio, y a que una gran parte de las observaciones efectuadas se basan en la estimación visual, más que en las medidas de ángulos y de formas en el campo (Chorley, 1964).

El relieve de las áreas de escudo queda interrumpido por largos y profundos **escarpes**, que obedecen a diferentes circunstancias. La erosión diferencial se reconoce en los escarpes elaborados en arenisca, de los que los más espectaculares se encuentran en Roraima (sureste de Venezuela), con paredes verticales y desniveles de varios cientos de metros. En África, algunos de los grandes escarpes corresponden al escalonamiento de extensas superficies de erosión de diferentes edades (King, 1962). Los escarpes de origen tectónico, originados por actividad endógena durante el Cenozoico, alcanzan su máxima expresión a lo largo del sistema de *rift-valleys* de África oriental (Fig. 18.14), donde alcanzan desniveles de más de 1.500 m. Por lo general, están elaborados en rocas volcánicas básicas y una gran parte son de generación reciente, ya que presentan un aspecto inalterado por la erosión (Nyamweru, 1980). En el conjunto de fosas prelitorales terciarias de la región entre Sao Paulo y Río de Janeiro (Brasil) se reconocen importantes escarpes en las Serras da Mantiqueira y do Mar, con desniveles próximos a los 1.000 m (Petri y Fúlgaro, 1983).

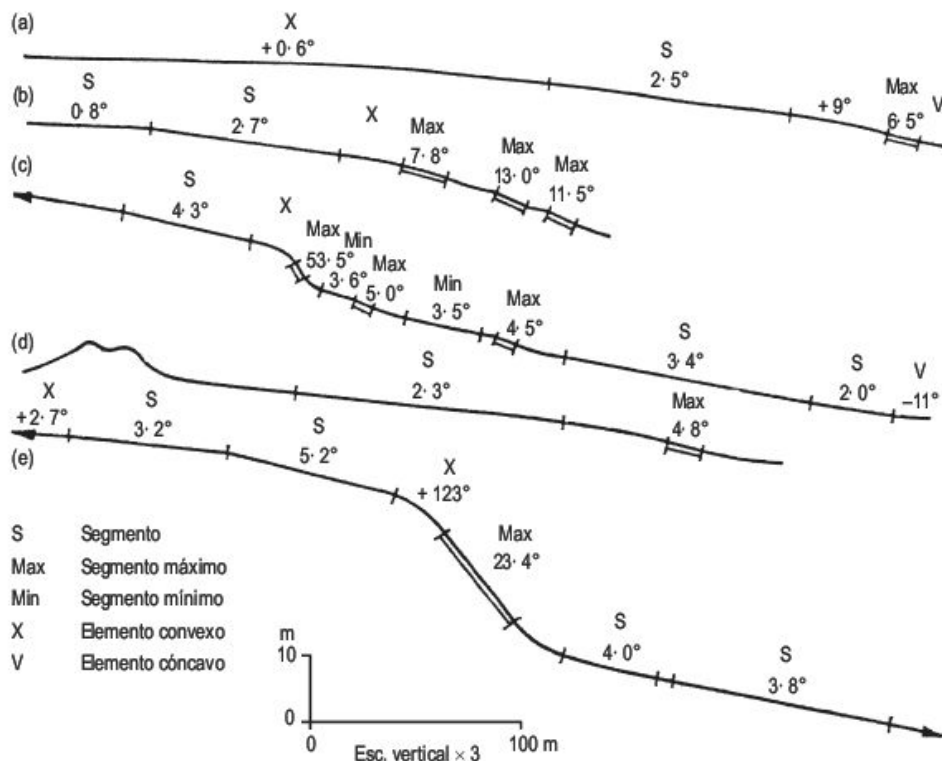
En las áreas cratónicas son frecuentes las colinas desnudas de rocas cristalinas, que corresponden muchas veces a *inselbergs*. En ocasiones, se trata de domos hemisféricos agrupados, denominados **medias naranjas** (en portugués, *meias laranjas*), frecuentes en varios estados del Este de Brasil. Las formas dominantes tienen, en la parte superior de la ladera, morfologías convexas y, en las zonas bajas, perfiles cóncavos; entre ambos se desarrollan elementos rectilíneos o, en ocasiones, caras extra-plomadas (Savigear, 1960; Thomas, 1965). Si la colina está constituida por bloques el perfil de la ladera es complejo y forma un microrrelieve escalonado (Pugh, 1966).

Las laderas desarrolladas sobre zonas aplanadas, constituidas por materiales alterados, son fundamentalmente convexas, aunque la incisión de los valles modifica el perfil en convexo-cóncavo. El trabajo realizado por Young (1970) en el Mato Grosso (Brasil), utilizando la metodología de Savigear (1952), ampliada por Young (1964), diferencia cinco tipos de perfiles (Fig. 18.15). (a) Tiene un elemento convexo continuo con bajos ángulos, asociado con valles de orden menor, y representa el 44% de todos los perfiles efectuados. (b) y (c) presentan crestas convexas suavizadas, interrumpidas por escalones e incididas por valles. Los perfiles (d) y (e) tienen en su cresta lateritas y poseen concavidades mucho más patentes. Para Swan (1972) los perfiles elaborados sobre regolitos de textura gruesa presentan una morfología convexa, debido a su ele-



**FIGURA 18.14** Fondo del Rift Valley Gregory y borde occidental del mismo, desde la caldera Menengai. Nakuru (Kenia).





**FIGURA 18.15** Perfiles de ladera en la región del Mato Grosso (Brasil). (Young, 1970).

vada porosidad, mientras que en alteritas de grano fino la morfología de las laderas son de forma cóncava.

El flujo hídrico superficial y los movimientos de masa son los procesos fundamentales que construyen las acumulaciones de las laderas. La vegetación y el régimen de precipitaciones influyen considerablemente en la movilización de los coluviones, pudiendo desencadenarse deslizamientos en relación con precipitaciones de elevada intensidad. Uno de los problemas más importantes, común a las laderas de otras zonas morfoclimáticas, es la carencia de dataciones de estos depósitos. Se han obtenido algunas edades a partir de restos arqueológicos y también se han establecido dataciones relativas mediante el estudio de secuencias edáficas, en las que se superponen distintos depósitos de ladera. A su vez, estos pueden alternar con aluviones o interdigitarse con ellos. Los cambios climáticos, con tendencias hacia periodos más húmedos y secos, se registran en las acumulaciones de ladera de zonas de selva (Thomas y Thorp, 1992) y más frecuentemente en las áreas de sabana (Watson *et al.*, 1983, entre otros).

Las **líneas de cantos** (*stone-lines*) (Sharpe, 1938), denominada «*stone layers*» por Twidale (2006), son una capa continua o discontinua de clastos poco meteorizados, constituida normalmente por fragmentos de cuarzo, cuarcita y laterita, con una potencia de 0,1-1 m. Está situada dentro de los depósitos de ladera y se encuentra a 0,5-2 m por debajo de la superficie del terreno (Fig. 18.16), aunque en el suroeste de Nigeria se emplaza a 5 m de profundidad. Las líneas de cantos suelen tener un trazado

rectilíneo, aunque en ocasiones presentan numerosas ondulaciones. Por lo general, solo se desarrolla una línea de cantos, pero Fölster (1969) reconoce tres capas en laderas de Nigeria. Se circunscriben fundamentalmente a las zonas tropicales húmedas, aunque también han sido citadas en climas templados.

Se han propuesto diferentes hipótesis sobre su origen. Una de ellas interpreta las líneas de cantos como una capa residual, resultante de una intensa **erosión hídrica laminar** en un periodo árido en el que se exporta el material fino. La acumulación en la ladera de cantos se produce a la vez que la meteorización profundiza. Con posterioridad la línea de cantos se recubre con material fino durante la fase de tránsito a un periodo húmedo (De Ploey, 1964; Vogt, 1966; De Ploey y Poesen, 1989). También se propone que la evacuación de material de tamaño fino y en disolución tiene lugar por aguas subterráneas bajo la línea de cantos (Young, 1976; McFarlane y Pollard, 1989).

Otros autores indican que la **reptación** (*creep*) (Sharpe, 1938), que afecta al suelo y a clastos de cuarzo procedentes de pequeños y abundantes diques, moviliza y redistribuye los clastos. Estos se sitúan en el contacto saprolito-suelo, dando lugar a la línea de cantos (Berry y Ruxton, 1959). La reptación es más activa en algunas discontinuidades del suelo, desarrolladas a 0,5 m de profundidad, y puede ir acompañada por pequeños deslizamientos laminares, así como por flujo intersticial que ayuda a evacuar los materiales finos (Moeyersons, 1989). Todo ello produce la movilización de los clastos hacia las discontinuidades, generándose la línea de cantos.

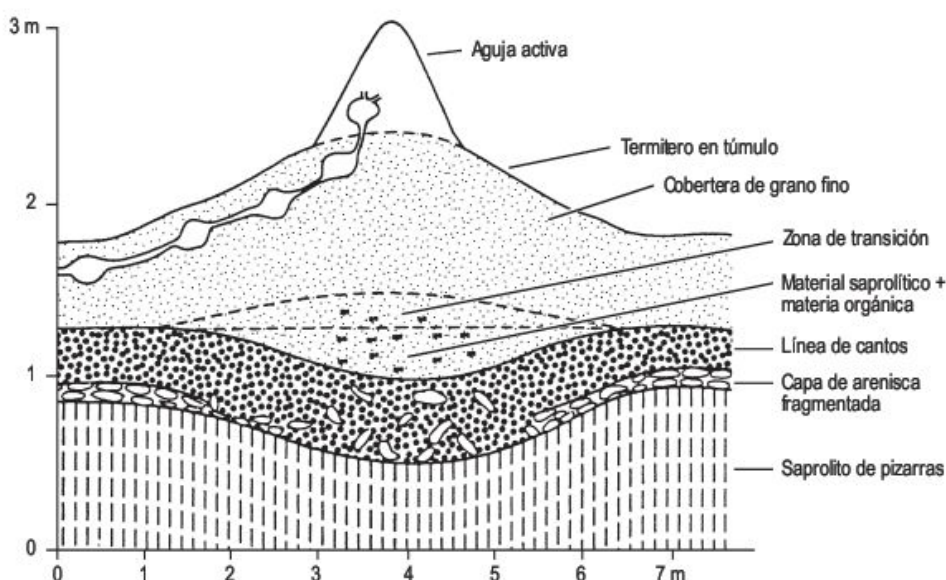




**FIGURA 18.16** Línea de cantos situada a 1 m de la superficie. En primer término, se observa el substrato granítico meteorizado. Machakos (Kenia).

Otra hipótesis, soportada por geomorfólogos y edafólogos, se basa en la actividad de las **termitas** que movilizan las fracciones finas del suelo ( $<2$  mm). Estas partículas se transportan desde el subsuelo a la superficie, quedando los fragmentos gruesos que constituyen la línea de cantos (Williams, 1978; De Papper, 1978, 1989). Existen varios argumentos a favor de esta interpretación: el tamaño de las partículas situadas por encima de la línea de cantos es el mismo que el de los termiteros; suelen observarse galerías de termitas por debajo de la línea de cantos; éstas presentan sinformas debajo de los termiteros

(Fig. 18.17). No obstante, hay regiones, como en Madagascar, en las que son frecuentes las líneas de cantos, pero las termitas son raras o no existen (Young, 1972); en otras áreas se tienen cantos redondeados, fragmentos alóctonos o artefactos prehistóricos, que se oponen a esta interpretación. Se han efectuado cálculos sobre las velocidades de generación de la parte superior del suelo por bioturbación de termitas y han sido recopilados por Thomas (1994a). Se estima que una capa de 3-5 m de potencia se ha formado en 6.000-10.000 años, aunque se ignora la erosión superficial. Williams (1978), en sus estudios del Northern



**FIGURA 18.17** Actividad de las termitas bajo una línea de cantos cerca de Lubok Perong, Perak Terap, Malasia (de Dapper, 1989).



Territory (Australia), calcula que la velocidad de creación es de 0,03 mm/año, cifra mucho menor al considerar la erosión hídrica.

Las líneas de cantos interpretadas como una capa residual conducen al desarrollo pretérito de un cambio climático hacia condiciones más áridas. Estas circunstancias las ponen de manifiesto Bigarella y Andrade (1965) en Curitiba (Brasil), donde interpretan las líneas de cantos como paleopavimentos. Las cifras de erosión y de formación de la parte superior del suelo por las termitas oscilan entre los miles y cientos de miles de años. En estos intervalos de tiempo se registran importantes cambios climáticos, que afectan a los procesos geomorfológicos y a la fauna y flora de la región. Todo ello parece indicar que los procesos anteriormente señalados, para explicar las diferentes hipótesis relativas al origen de las líneas de cantos, no ac-

túan por separado ni con la misma intensidad en estos largos periodos de tiempo. No obstante, se establece un orden de actuación que comienza por una aridificación que conduce a la evacuación de material fino hacia el fondo de los valles, mientras que los fragmentos de mayor calibre forman la línea de cantos, que posteriormente será enterrada por material fino de procedencia mecánica o biológica (De Dapper, 1989).

Twidale (2006) estima que los ambientes de las «capas de cantos» se encuentran en climas desde hiperáridos a semiáridos y monzónicos. La capa de cantos es función del tiempo meteorológico (tormentas) más que del clima. Junto con la exportación de los finos por el agua y el viento, se producen fenómenos de humedecimiento y secado en materiales con arcillas hinchables que movilizan el suelo, como en un gilgai.

## 18.5 Formas de erosión fluvial

En algunas zonas de cabecera de las cuencas fluviales la cobertura de vegetación puede haber disminuido por causas naturales o antrópicas. En estas circunstancias se desencadena con frecuencia un abarrancamiento en las laderas, que progresa con gran celeridad (Morgan, 1986) (Fig. 18.18). La cabecera de los **barrancos** (*gullies*) retrocede por **zapamiento** (*sapping*) y sus paredes se mantienen verticales si erosionan materiales relativamente uniformes. Cuando el techo de los mismos está constitui-

do por rocas resistentes, la base se erosiona más rápidamente e incluso el agua al caer por la cabecera ejerce un efecto de cascada que enfatiza la **socavación basal** (*undercutting*). Esto conduce a la caída del material suprayacente, con el consiguiente retroceso de la cabecera. El proceso de **piping** es relativamente frecuente en los sistemas de barrancos y colabora activamente en la progresión de los mismos (Jones, 1981). El techo de los conductos subsuperficiales llega a colapsar en la cabecera del ba-



**FIGURA 18.18** Barranco meandriforme desarrollado en sedimentos no consolidados. Cuenca del Kathorin. Al fondo, el Lago Baringo (Kenia).



ranco, produciendo el retroceso del mismo (Crouch, 1983) (Fig. 18.19). También se producen hundimientos en el lecho del barranco y en sus paredes, lo que trae consigo una profundización y ensanchamiento del mismo. Este *piping* activo puede ser también la causa generadora de los barrancos (Löffler, 1974; Jones 1990; entre otros). En el origen del *piping* se conjugan un conjunto de factores, tales como el agrietamiento, gradiente hidráulico, porcentaje de sodio intercambiable (ESP), presencia de arcillas hinchables, etc. El papel de cada uno de ellos ha sido analizado en el estudio del *piping* en la sección de regiones áridas. El retroceso de la cabecera de los barrancos se ha realizado comparando fotografías aéreas de 1956 y 1972 en Nigeria (Jones, 1975; en Thomas, 1994) y obtuvo valores para los grandes barrancos de 20 m/año. Crouch (1990) utilizando perfiladores microtopográficos en New South Wales (Australia) calculó un retroceso de 1 m/año. Oostwoud y Bryan (1994) estudian los barrancos aplicando un balance de sedimentos y en Lameluk (Baringo District, Kenia) obtienen valores de retroceso que fluctúan entre 0,5 y 10 m/año.

Los barrancos hasta ahora analizados corresponden a zonas cratónicas, en las que el relieve, por lo general, tiene pocos contrastes o corresponde con aplanamientos. Sin embargo, las áreas que se han configurado por la interacción de placas litosféricas, durante el desarrollo del orógeno alpino, presentan relieves muy acusados. En ellos la actividad fluvial se manifiesta por una gran capacidad erosiva, acompañada por un importante transporte de materiales hacia las zonas más bajas. Esta dinámica viene representada por una red de profundos barrancos de paredes abruptas (Fig. 18.20).

Las áreas con relieves energéticos, desarrolladas durante la orogenia alpina, y que se sitúan en gran parte en zonas insulares, presentan bruscos gradientes topográficos. Los grandes barrancos, radiales en el caso de muchas is-



**FIGURA 18.19** Colapsos debido a *piping*, que afectan a la cabecera, pared y fondo del barranco. Njem Flat. Baringo District (Kenia).



**FIGURA 18.20** Red de profundos barrancos que disecta los materiales volcánicos de composición ácida de la Isla de la Dominica (Pequeñas Antillas).



las volcánicas, movilizan con gran celeridad gran cantidad de sedimentos que depositan en los cambios de pendiente, por lo general situados en la orla litoral. Este es el caso del abanico litoral elaborado por la Rivière Sèche (Isla de la Martinica, Pequeña Antillas) (Fig. 18.21). El corte natural permite observar una potencia visible de unos 12 m, constituidos por depósitos estratificados heterométricos. Hacia el muro aparecen intercalados diversos neumáticos de coche, posiblemente de las décadas de 1960 o 1970, en un depósito laminado. De todo esto se deduce que la actividad erosiva es muy intensa y rápida, debido a las elevadas precipitaciones y frecuentes ciclones (700 mm/día en agosto de 1970, d'Ercole, 1994), así como por la presencia de material piroclástico y una importante meteorización química acompañante en la cuenca de recepción. A la sedimentación del abanico sigue una profunda incisión que permite la observación del depósito. Esta alternancia de intensas agradación e incisión se ha desarrollado solo en unas pocas décadas.

Los ríos que surcan las extensas llanuras de las áreas tropicales cratónicas discurren sobre un manto de alteración de potencia variable. Por eso, la incisión hace aflorar en ocasiones el substrato rocoso (Fig. 18.22). Los ríos transportan fundamentalmente partículas finas en suspensión que condicionan la forma del canal. Se desarrollan **canales rectos**, del sistema 1 de Schumm (1981), con pendientes bajas, anchura relativamente uniforme y escasa carga de fondo; la velocidad y energía de la corriente son reducidas; los canales suelen ser estrechos y profundos y los márgenes presentan una gran estabilidad, debido a la constitución limo-arcillosa de los mismos. Por consiguiente, estos canales son estables, ya que presentan una escasa deriva lateral. También se desarrollan ríos meandriformes (sistema 3a de Schumm, 1981), cuando la car-



**FIGURA 18.21** Depósito de abanico aluvial con un conjunto de neumáticos recientes intercalados próximos a su base e incididos con posterioridad. Esta disposición indica la celeridad de los procesos geomorfológicos. Rivière Sèche. Isla de la Martinica (Pequeñas Antillas).



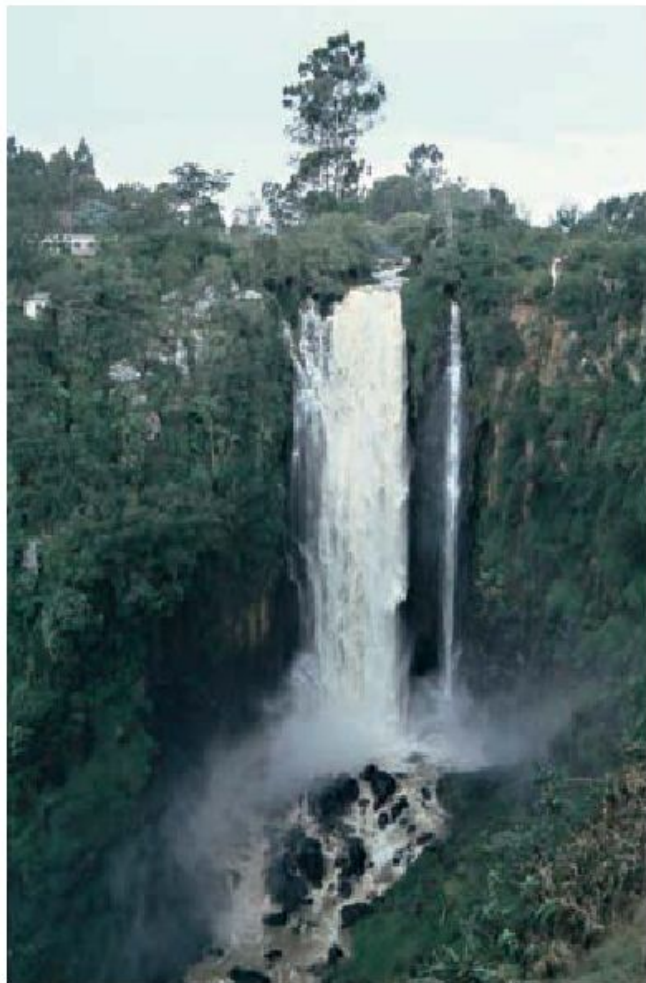
**FIGURA 18.22** Río Mara, canal de tipo recto, encajado en el manto de meteorización de las llanuras de Loita. Se observa, en primer término, el substrato rocoso constituido por anfíbolitas. Reserva Natural de Masai Mara (frontera Kenia. Tanzania).



ga de fondo es muy pequeña con respecto a la carga total y la pendiente es algo mayor, se trata de **canales sinuosos** (Fig. 18.23) con carga en suspensión, de anchura similar y márgenes estables, debido a su constitución, aunque los meandros llegan a estrangularse.

Los perfiles longitudinales de los ríos presentan, en ocasiones, cambios manifiestos que obedecen a un aumento de la pendiente, que corresponde a **rápidos** sobre el lecho rocoso. Otro tipo de modificación resulta de un salto brusco en el perfil, que se manifiesta por caídas verticales del agua, correspondientes a cascadas y cataratas de origen diverso. Estos cambios abruptos del perfil longitudinal de un río corresponden a *knickpoints*, que en su evolución tienden a emigrar río arriba hasta que desaparecen (Petts y Foster, 1985). La mayoría de los rápidos están controlados estructuralmente por los sistemas de fracturas dominantes (Howard y Dolan, 1981). En los rápidos se generan marmitas o pilancones cuando el flujo se concentra en un punto determinado durante un considerable periodo de tiempo. Se forman por remolinos y presentan una considerable profundidad, así como paredes abruptas con surcos en espiral y en el fondo se pueden encontrar cantos redondeados.

Las **cascadas** corresponden a una interrupción brusca del perfil longitudinal de un río, en la que el agua cae verticalmente (Fig. 18.24), mientras que a las **cataratas** se las puede considerar como una agrupación de cascadas (Fig. 18.25). Sin duda, son las formas fluviales más espectaculares y son objeto de atracción turística. Por otra parte, pueden proporcionar energía hidroeléctrica. Su origen está en relación con variaciones eustáticas, levantamientos tectónicos y diferente resistencia a la erosión de las rocas del lecho fluvial. La mayor cascada del mundo, de 980 m de altura, es el Salto del Ángel (Venezuela), sobre el que des-



**FIGURA 18.24** Cascada Thompson, desarrollada en basaltos del margen oriental del Rift Valley Gregory. Nyahururu (Kenia).

**FIGURA 18.23** Llanura en la que se encaja en el regolito un canal meandriforme. Se observan también algunas morfologías de *tors* y, al fondo, el Terciario del borde meridional de la Cuenca del Duero. Campo de Azálvaro (provincia de Ávila).







**FIGURA 18.25** Cataratas de Iguazú en aguas bajas, situadas sobre los basaltos de meseta del Paraná, en el lugar denominado Garganta del Diablo. Obsérvese la forma en arco del borde. Garganta del Diablo, ubicada en los límites fronterizos de Brasil, Paraguay y Argentina.

tacan las areniscas de Roraima. Las Cataratas de Iguazú, situadas en la intersección de los límites fronterizos de Brasil, Paraguay y Argentina, tienen un salto de unos 84 m y se localizan sobre los basaltos de meseta del Paraná, de edad Jurásico superior-Cretácico inferior. También son importantes en los trópicos húmedos las cataratas Victoria sobre el río Zambezi, en la frontera entre Zambia y Zimbabwe.

Schwarzbach (1967) lleva a cabo una clasificación genética de las cascadas en la que diferencia entre cascadas destructivas, en las que el agua erosiona la cabecera, y cascadas constructivas, cuando el agua deposita  $\text{CaCO}_3$  y avanza la cascada con el transcurso del tiempo. Las cascadas y cataratas que se han descrito anteriormente son cascadas destructivas y se han originado en materiales de diferente resistencia a la erosión dispuestos horizontalmente.

La erosión en las cascadas de los ríos tropicales es mucho menor que la de las latitudes más altas (por ejemplo, Cataratas del Niágara), debido a que la carga de fondo de los ríos tropicales es pequeña y, por consiguiente, se reduce la abrasión. En zonas tropicales con marcados contrastes de relieve, el porcentaje de carga de fondo aumenta considerablemente. No obstante, los cantos solo

se transportan pequeñas distancias, ya que el tamaño se reduce por meteorización química y abrasión (Douglas, 1977). La evolución de las cascadas y cataratas depende de la recesión del *knickpoint*, que es función de las variaciones de caudal y de la resistencia de las rocas. A veces, la erosión de la cascada o catarata progresa más rápidamente a favor de líneas de debilidad. En los estudios evolutivos sobre las Cataratas del Niágara se alcanza progresivamente una morfología en arco en la cabecera, que se cree que es la forma más estable (Philbrick, 1970). Los valores de retroceso de los escarpes de diferentes cascadas y cataratas del mundo fluctúan entre 0,25 y 1,64 m/año (Douglas, 1977). Al pie de la cascada se desarrollan en el lecho rocoso profundas depresiones cerradas (*plunge pools*) de tamaño variable, que son función de la altura de caída del agua, del tamaño de la carga sólida y de la resistencia de la roca. La profundidad de estas depresiones cerradas es función inversa de la velocidad de retroceso de la cabecera (Philbrick, 1970). También el agua al impactar con el fondo retrocede en parte, produciendo una intensa erosión en la base de la pared, que puede llegar a colapsar.

## 18.6

## Morfologías de sedimentación fluvial

Muchas de las cabeceras de la red fluvial, en regiones de escaso relieve de los trópicos húmedos presentan depresiones alargadas de fondo plano, sin un canal neto, inun-

dadas estacionalmente y recubiertas de vegetación herbácea (Mäckel, 1974). A estas áreas se las denomina **dam-bos** en África central y reciben otros nombres en diferentes



regiones tropicales del mundo (Thomas y Goudie, 1985; Boast, 1990; Thomas, 1994a). Son típicos de zonas con clima de sabana, con precipitaciones entre 600 y 1.500 mm, aunque también se reconocen en áreas de selva.

Los dambos tienen márgenes cóncavos de escasa pendiente, generalmente entre 2° y 6° (Acres *et al.*, 1985). Su morfología en planta está influenciada por las líneas de debilidad del substrato y se alinean según las direcciones predominantes del mismo. Los suelos desarrollados sobre los dambos son hidromorfos o suelos gley (Young, 1976). Tienen un contenido en materia orgánica superior al de los suelos de los interfluvios y, a su vez, se observa un aumento de la misma hacia el centro del dambo.

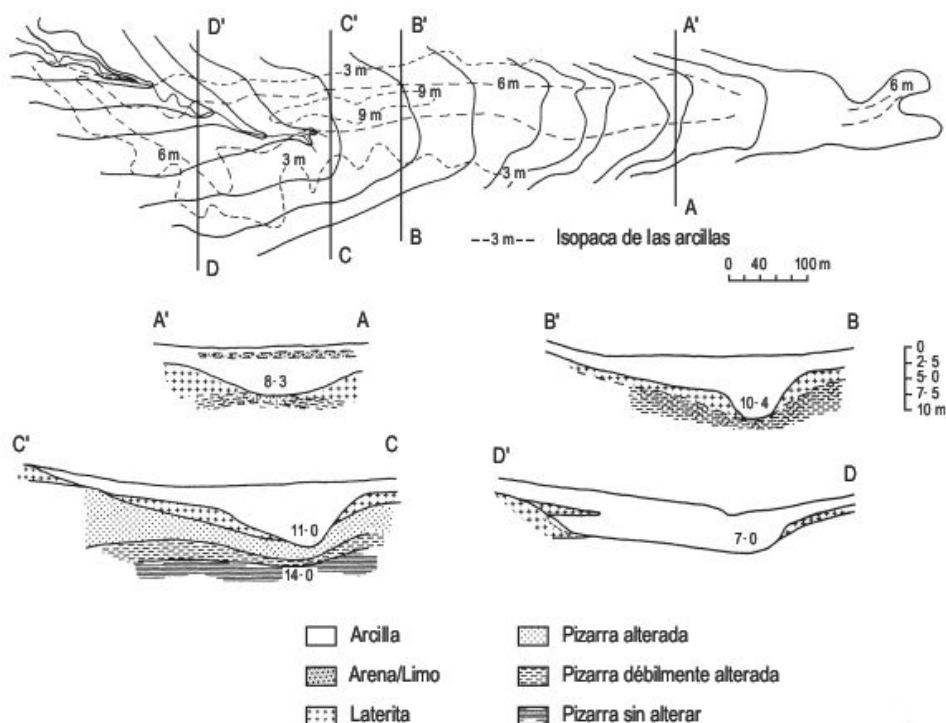
No existe prácticamente vegetación arbustiva y arbórea en los dambos, debido a la proximidad del nivel freático a la superficie. Se reconoce una amplia variedad de vegetación herbácea, cuyo porcentaje aumenta hacia el centro como consecuencia de una mayor persistencia de la zona de saturación. La vegetación cambia a lo largo del año en función del régimen de precipitaciones existente, que conduce a oscilaciones del nivel freático (Mäckel, 1974). Se observa una zonación de la vegetación, desde especies arbóreas que le rodean, limitadas bruscamente por vegetación herbácea y un predominio de hierbas y otras plantas hidrófilas sobre suelos arenosos aflorantes en la zona central de fluctuación de nivel freático (Mäckel, 1985).

Los dambos se desarrollan fundamentalmente en el centro y sur de África sobre las superficies de erosión africana y postafricana (King, 1962), elaboradas en rocas graníticas y metamórficas. La planitud del terreno favorece la formación de los dambos y permite que el nivel freático

co aflore o permanezca cerca de la superficie (Boast, 1990). Por otra parte, el relieve aplanado facilita la penetración del agua y el desarrollo de potentes saprolitos, que según Raunet (1985) es donde se localizan una gran parte de los dambos. En la Cuenca de Taubaté, en el Sureste de Brasil, Coltrinari y Nogueira (1989) señalan que las laderas que limitan los dambos presentan escalones y pequeñas depresiones circulares, con o sin vegetación hidrófila. Posiblemente, su origen pueda estar en relación con deslizamientos de los sedimentos terciarios.

Para unos autores el origen de los dambos está relacionado con la dinámica y evolución del sistema de drenaje y, para otros, con una meteorización química y bioquímica diferencial. Los primeros defienden una etapa de incisión en la cabecera de los valles, seguida de un relleno de aluviones y coluviones (Fig. 18.26). Al disminuir la actividad fluvial, el lavado de las laderas aporta material fino al fondo del valle. Esta movilización de partículas parece coincidir con el comienzo de la estación de lluvias, cuando la cobertura de vegetación es menor (Mäckel, 1974, 1985). Etapas de incisión y relleno del valle, atribuidas a cambios climáticos, han sido descritas por Meadows (1985) en Malawi.

Otra hipótesis sostiene que los dambos se han formado con independencia de la red fluvial, ya que algunos no están integrados en la misma. Se cree que los principales mecanismos son la meteorización química y bioquímica (McFarlane, 1989; en Boast, 1990). La presencia de irregularidades en la superficie se interpreta como originadas por meteorización diferencial. Estas están controladas por la mayor densidad de fracturación del substrato rocoso,



**FIGURA 18.26** Morfología en planta y secciones transversales de un dambo en Kankamo (Zambia), en el que se observa la forma del canal enterrado y el relleno de arena, limo y arcilla (Clark, 1974; en Thomas, 1994, rediseñado por Clark, 1974 en Fookes y Vaughan, 1986, Fig. 11.17).



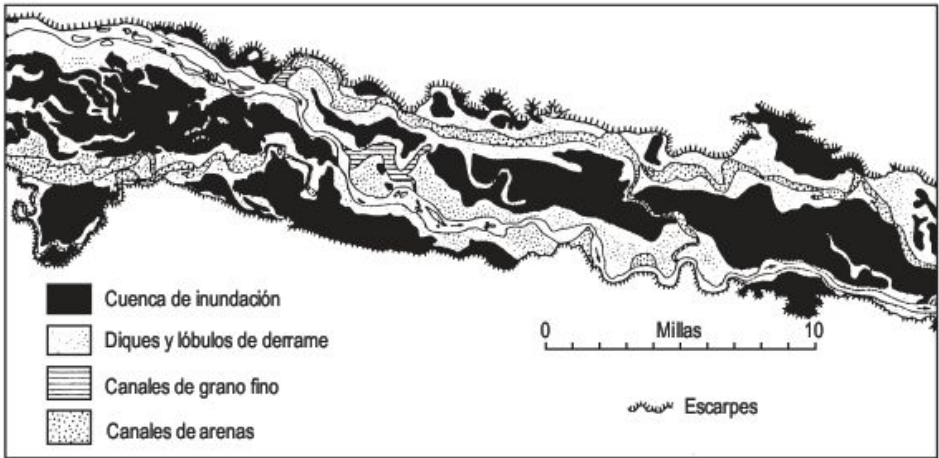
que facilita la percolación del agua y, por lo tanto, la alteración. Los solutos se lixivian hacia las partes bajas del perfil y el flujo subsuperficial se dirige hacia los cursos de agua. Todo ello conduce a un lento descenso de la superficie terrestre, que da lugar a zonas con altos y bajos de muy pequeño contraste altimétrico. Por otra parte, un rejuvenecimiento de la red fluvial afecta a los dambos, ya que la incisión provoca un descenso del nivel freático e incrementa la lixiviación al aumentar el gradiente hidráulico (McFarlane y Whitlow, 1990). (McFarlane, 1989; en Boast, 1990) establece una secuencia evolutiva que comienza con una pequeña depresión circular, que con el descenso de la superficie se convierte en un gran dambo. El rejuvenecimiento de la red de drenaje trae consigo una conversión de los grandes dambos en formas lineales de menor tamaño. Finalmente, si el nivel freático continúa descendiendo los dambos incrementan su tamaño individualmente.

Las formas resultantes de la sedimentación en las **llanuras de inundación** de los ríos tropicales son similares a las originadas en otras zonas morfoclimáticas. Son difíciles de estudiar debido al recubrimiento vegetal y, por consiguiente, se disponen de escasos datos sobre las mismas. La carga sólida de los ríos tropicales es básicamente arenosa, aunque cuando la pendiente del curso fluvial es importante, la carga de fondo es fundamentalmente de gravas (Fig. 18.27). Los tamaños finos depositados por acreción vertical pueden generar canales muy estables por la cohesión de las partículas limoarcillosas de los márgenes. La mayor parte del tiempo la llanura de inundación no está afectada por la actividad del río, pero durante las grandes crecidas, frecuentes en estas áreas, se produce una intensa erosión y sedimentación.

La Fig. 18.28 representa un mapa indicando la distribución de algunos de estos subambientes en el Río Rufiji (Tanganika). Por otra parte, la región más importante por



**FIGURA 18.27** Carga de fondo de gravas en un río trenzado, que proviene de las faldas del volcán Irazú (3.432 m). Río Sucio, Parque Nacional de Braulio Carrillo (Costa Rica). Foto F. Gutiérrez.



**FIGURA 18.28** Mapa parcial del Río Rufiji (Tanganika), en el que se indica la distribución de diversos subambientes fluviales (Anderson, 1961).



su extensión dentro de las zonas de carácter cenagoso es el Tonle Sap o Great Lake, en Camboya, que se rellena por aguas de inundación del Río Mekong desde mayo a octubre (Douglas, 1977).

Los procesos de sedimentación son muy complejos y varían rápidamente, debido en gran parte a las importantes variaciones estacionales que presentan estos ríos. El Río Auranga, al noreste de la India, está sometido a un clima

monzónico con cuatro meses de lluvia (junio-septiembre) y con tormentas de intensidad de hasta 200 mm/hora (Gupta y Dutt, 1989). En la estación seca el río es trenzado, con barras arenosas de escasa altura. En las crecidas las barras trenzadas se destruyen y el río se convierte en meandriforme con sedimentación de *point bars* con barras de arenas y gravas.

# 18.7

## Los grandes ríos tropicales

En las últimas décadas se han llevado a cabo numerosos estudios de Geomorfología Fluvial en todas las zonas morfoclimáticas. Las investigaciones han versado sobre diversas materias: Geomorfología, Sedimentología, Hidrología de las inundaciones y paleoinundaciones y relaciones de los procesos tectónicos con los fluviales. Aun así, el conocimiento de los ríos tropicales es limitado (Latrubesse *et al.*, 2005). Este trabajo lo efectúan para áreas con una precipitación mayor de 700 mm/año, en cuencas fluviales que varían entre  $10^4$  y  $6 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup>.

Los ríos tropicales drenan una gran variedad de ambientes geológicos y geomorfológicos: cordilleras, plataformas sedimentarias y basálticas, zonas cratónicas, llanuras de tierras bajas en cuencas sedimentarias y terrenos mixtos (Latrubesse *et al.*, 2005). Las cordilleras se originan en la orogenia alpina (Andes, Himalaya y arcos islas del sureste asiático). Las plataformas incluyen cuencas sedimentarias y basaltos de *plateau* (por ejemplo, cuencas del norte y centro de Brasil, basaltos del Decán, plataformas del centro de África, etc.). Los cratones son zonas de baja altura formadas por rocas precámbricas (cratones de Brasil-Guayana, África, India y Australia). Finalmente, las llanuras de tierras bajas de cuencas sedimentarias cenozoicas incluyen cuencas activas de antepaís (cuencas de los Andes y llanuras Indogangéticas). A este tipo pertenecen las diversas cuencas del Oeste y Este del Amazonas y las de África central (Cuenca del Congo). Los ríos que surcan varias unidades de las señaladas se les conoce como mixtos.

La **hidrología** de los ríos tropicales nos indica que de los diez ríos más grandes del mundo: Amazonas, Congo, Orinoco, Yan Tse, Madeira, Negro, Brahmaputra, Japura, Paraná y Mississippi, ocho son ríos tropicales. Debido a la gran complejidad de los climas tropicales es imposible establecer un régimen único de ríos tropicales. Algunos, como el Congo y Magdalena, tienen dos picos de inundación durante el año. En función de los caudales medios mensuales se pueden distinguir dos grandes tipos: a) ríos con cauda-

les altos y bajos de acuerdo con los periodos de lluvia (Mekong, Ganges, etc.) y b) los ríos con dos picos de inundación al año en función de los periodos de lluvia bimodales en verano, el principal, y el otoño (Magdalena y Congo).

A partir de la relación entre el caudal máximo en un día y la media de los caudales anuales ( $Q_{\max}/Q_{\text{medio}}$ ) se pueden diferenciar algunos tipos de regímenes (Latrubesse *et al.*, 2005): 1) Los ríos con gran variabilidad en el caudal corresponden a regímenes de altas inundaciones. 2) En las cuencas fluviales de selva los valores del índice son bajos, con aumento en los ríos de sabana. 3) En los ambientes áridos y semiáridos las descargas son muy irregulares y el índice presenta importantes valores. 4) Los ríos tropicales perennes tienen una gran variabilidad con índices de hasta 190. 5) Los regímenes más extremos se registran en los monzones de la India. En el monzón de verano los ríos presentan altos picos de caudal.

El **transporte de sedimentos** de los ríos tropicales más importantes lo encontramos en áreas de gran relieve. Los ríos que drenan el sur y el sureste asiático conducen a los océanos más del 70% de la carga sedimentaria que reciben (Milliman y Meade, 1983). La erosión hídrica también es muy importante en los Andes; así, el río Magdalena que drena los Andes colombianos, contribuye al Caribe con 144-200 millones de toneladas de carga en suspensión (Restrepo y Hjerfve, 2000). Los ríos que drenan a zonas tropicales de selva transportan una gran carga de sedimentos hacia las cuencas terciarias internas. Los cursos fluviales que discurren por cratones y plataformas con climas de sabana y tropicales húmedos transportan poco sedimento. El río Congo, el segundo del mundo con caudales medios de 40.000 m<sup>3</sup>/seg, solo acarrea 40 millones de toneladas al año (Meade, 1996).

La **morfología de los canales** de los ríos tropicales es muy variable. Presentan las clásicas formas de recto, meandriforme y trenzado, pero con numerosas transiciones



entre ellos. Por eso, parece más útil aplicar la terminología de sistemas de canales únicos y múltiples (Schumm, 1985b) o *anabranching* (Nanson y Knighton, 1996). Los ríos que discurren por las cordilleras tienen más de 88% de carga en suspensión y de 2-15% de carga de fondo, los canales son sinuosos alternando con otros rectos. Los meandros, que poseen una carga mixta, son típicos de ríos que discurren por plataformas (río Paraguay, afluente del Paraná). El río Brahmaputra presenta un sistema de multicanales con moderada sinuosidad (Bristow, 1987; Coleman, 1969). Los ríos de zonas cratónicas tienen poca carga en suspensión con respecto a la de fondo, como el Paraná, y presentan canales de baja sinuosidad.

Se reconocen factores adicionales que modifican los canales fluviales. La **neotectónica** los afecta y la forma de los ríos puede servir como indicador geomorfológico de tectónica activa en los grandes ríos, como el Mississippi (Schumm *et al.*, 2000). Otro control importante lo constituye la topografía del basamento, ya que el río se amolda a los afloramientos del substrato y afecta al perfil longitudinal (Latrubesse *et al.*, 2005).

Es muy importante conocer los procesos y formas fluviales con el fin de interpretar secuencias sedimentarias antiguas. La analogía de los modelos fluviales actuales para entender secuencias pasadas son pobres e incompletos (Miall, 1996).

Las avulsiones de los canales, que afectan a los grandes ríos, parece que están relacionadas con la neotectónica. Mucho más impresionantes son los grandes abanicos aluviales, como los clásicos de los ríos Kosi (Fig. 9.7) y Gandak, que depositan en la llanura indogangética grandes volúmenes de carga sólida para dar lugar a un **megabanico** aluvial, que se caracteriza, entre otras cosas, por las continuas derivas laterales de los cursos fluviales que discurren por los mismos. En estos ríos de gran dinámica son frecuentes las avulsiones y se ha calculado que el río Kosi ha emigrado unos 100 km en 200 años (Wells y Dorr, 1987; Agarwal y Bhoj, 1992). Estos megabanicos constan de capas arenosas (con gravas generalmente a techo) alternando con otras limo-arcillosas. En algunos momentos de la sedimentación presentan intercalados depósitos eólicos.

## 18.8 Modelados desarrollados en lateritas

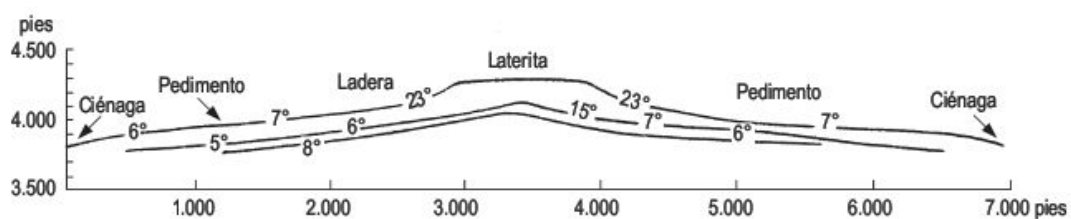
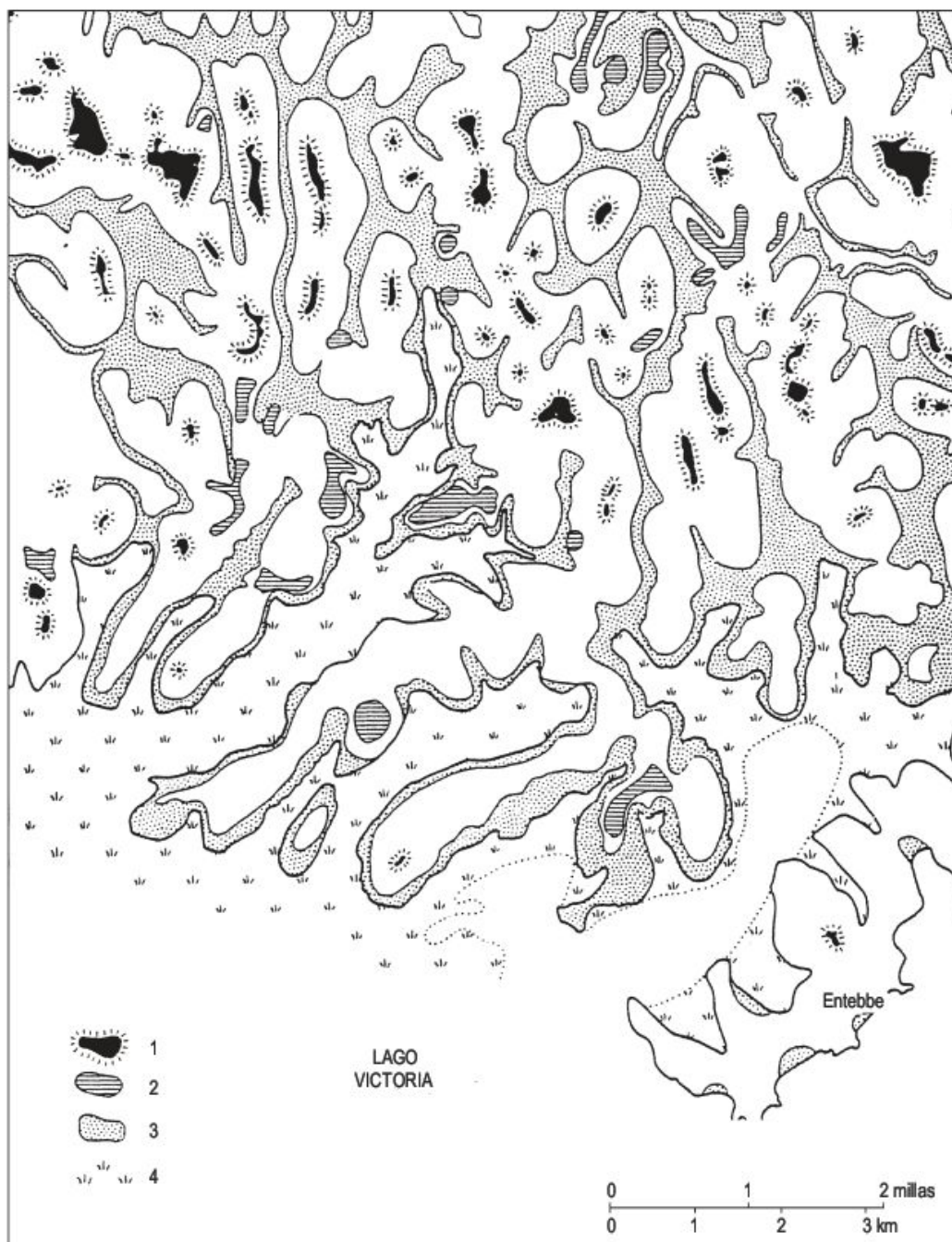
Las formas del relieve en relación con las lateritas se encuentran en los trópicos húmedos y también en las zonas semiáridas, colindantes con las regiones de sabana. Los modelados resultan, en gran parte, de la incisión fluvial de los depósitos lateríticos, que originan morfologías tabulares coronadas por lateritas. Como éstas son muy resistentes a la erosión pueden perdurar durante largos periodos de tiempo.

Las formas tabulares son **plataformas** o **mesas** de reducidas dimensiones, que destacan en el paisaje y tienen ángulos inferiores a 0,5°. Los bordes de las mismas están constituidos por cornisas abruptas, que retroceden básicamente por procesos de meteorización, lo cual reduce la extensión areal de la forma. Existen muchos ejemplos en la literatura sobre estos modelados tabulares (Fig. 18.29) (Maignien, 1966; Thomas, 1974, 1994a; McFarlane, 1976). La incisión fluvial en un área meteorizada puede dar lugar a un nuevo valle, al que puede fluir el  $\text{Fe}^{2+}$ , produciendo un enriquecimiento en hierro que conduce a la generación de un nuevo nivel de laterita. Sucesivos encajamientos originan una morfología en **bancos** o **aterrazada** (Fig. 18.30). La destrucción de la cornisa de la laterita suministra fragmentos a las partes bajas, dando lugar a **laderas** con bloques sueltos de laterita (Fig. 18.31) y colu-

viones recementados que pueden enlazar con pedimentos (Fig. 18.5). Generalmente, las lateritas se endurecen como consecuencia del encajamiento de la red fluvial en las mismas. Cuando se secan son muy resistentes a la acción de los agentes de la dinámica externa y después de una larga erosión pasan a ocupar posiciones dominantes, cuando con anterioridad estaban circunscritas a los valles. Esta variación en su situación topográfica se denomina **inversión del relieve** (Fig. 18.8).

El proceso de fragmentación de la laterita (Fig. 18.32) se debe, en gran parte, a socavación por exportación mecánica y química a partir de aguas subterráneas que circulan por debajo de las lateritas. Esto conduce al desarrollo de un ligero arqueamiento en la zona de borde de la mesa o plataforma, denominado **combamiento** (*cambering*) (Moss, 1965). El flujo hídrico subsuperficial, facilitado por la fracturación de la laterita y la porosidad del regolito, puede generar galerías y cavidades de tamaño diverso (Ollier, 1965). Esta red subsuperficial llega a desencadenar una subsidencia dúctil o frágil, dando lugar a **depressiones cerradas** de tamaño métrico o hectométrico, que salpican la superficie horizontal de los relieves tabulares. Estas formas pseudokársticas pueden tener bordes difusos o escarpados (De Chetelat, 1938; Goudie, 1973).





**FIGURA 18.29** Formas resultantes de la disección de ferricretas en Uganda. 1: cumbres planas coronadas por lateritas (posibles restos de la superficie africana). 2: bancos intermedios. 3: limos aluviales y capas lacustres. 4: zonas pantanosas de papiro (Pallister, 1956).

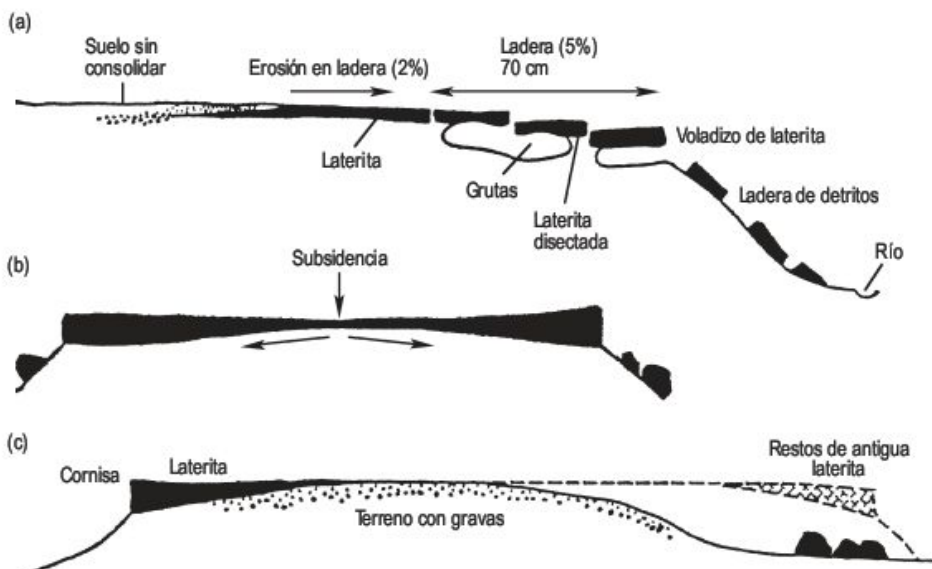




**FIGURA 18.30** Morfología en bancos en lateritas. Nigeria. Foto J. López Martínez.



**FIGURA 18.31** Ladera con bloques sueltos de laterita en una sabana arbórea. Este de Bouaké (Costa de Marfil).



**FIGURA 18.32** Algunas características de la morfología de las laderas lateríticas (Maignien, 1966).



Una parte importante de las zonas tropicales está cubierta por llanuras de gran extensión (Fig. 18.2), sobre las que destacan colinas aisladas (*inselbergs*) o relieves montañosos. Existen dos tipos de llanuras: erosivas y deposicionales; las primeras se desarrollan sobre litologías y estructuras muy variables, mientras que las segundas constituyen zonas de acumulación de sedimentos aluviales y lacustres.

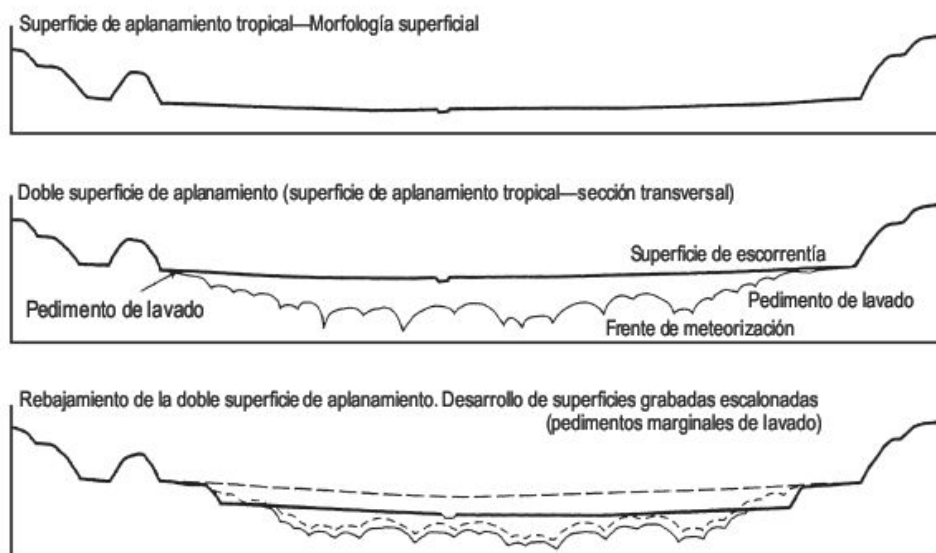
A lo largo de la historia de la Geomorfología se han propuesto diferentes teorías que han dado lugar a los términos de **penillanura** (Davis, 1899), para zonas húmedas, y **pedillanuras**, por extensión de pedimentos, para zonas áridas (King, 1942, 1953), que constituyen llanuras que forman parte del paisaje actual. Con anterioridad han sido analizados estos términos y sus connotaciones genéticas.

Las penillanuras no suelen ser aplanamientos perfectos. Se trata más bien de llanuras redondeadas y onduladas de escaso contraste altimétrico (Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005). Están formadas sobre rocas sin alterar y se reconocen en Sudáfrica, Transvaal, Namibia y Brasil. Como vemos no se limitan exclusivamente a las zonas templadas. Twidale (1983) indica que las penillanuras están siendo paulatinamente degradadas y deben denominarse **ultillanuras** (*ultiplains*). El cambio es tan lento que permite la supervivencia de formas antiguas dentro del modelado actual (Twidale, 1976b). Algunos autores consideran que «los pedimentos, y por extensión las pedillanuras, no son, ni genética ni temporalmente, distintos de las penillanuras. Generalmente coexisten, son simplemente partes de un gran conjunto llamado superficies de aplanamiento» (Vidal Romaní y Twidale, 1998, p. 101).

También pueden reconocerse en los trópicos húmedos **llanuras o superficies exhumadas** por denudación de formaciones geológicas que fosilizan superficies de erosión. Un clásico ejemplo lo encontramos en Valley of the Thousand Hills, Natal (Sudáfrica), donde la erosión de la Arenisca Table Mountain, de disposición horizontal, descubre la superficie infrayacente, junto con *inselbergs* en domo (Thomas, 1978).

Cuando el manto de alteración se erosiona por acción fluvial, aflora el frente de meteorización como una **llanura grabada** (*etchplain*) (Wayland, 1933), denominada por otros investigadores llanura de corrosión química (Vidal Romaní y Twidale, 1998). Se han propuesto numerosas denominaciones, que han sido recopiladas por Thomas (1989a). Wayland calculaba que la potencia del regolito oscilaba en torno a los 3 m y, por lo tanto, en el próximo ciclo erosivo, desencadenado por un rápido levantamiento, el regolito se denudaba totalmente, dando lugar a una nueva superficie más o menos paralela a la anterior. Estos procesos de alteración y erosión subsiguiente pueden producirse muchas veces. Las ideas de Wayland difieren fundamentalmente en la potencia de la meteorización, que en la actualidad se estima en decenas o cientos de metros.

El concepto de Büdel (1957) de las **dobles superficies de aplanamiento** (superficie de escurrimiento y superficie basal de meteorización) está en relación con la idea del grabado. Aplicó sus nociones a zonas con climas tropicales estacionales, y con estabilidad tectónica (Fig. 18.33). Parte de una llanura cuya profundidad de meteorización



**FIGURA 18.33** Meteorización profunda y denudación en los trópicos húmedos (Büdel, 1957).



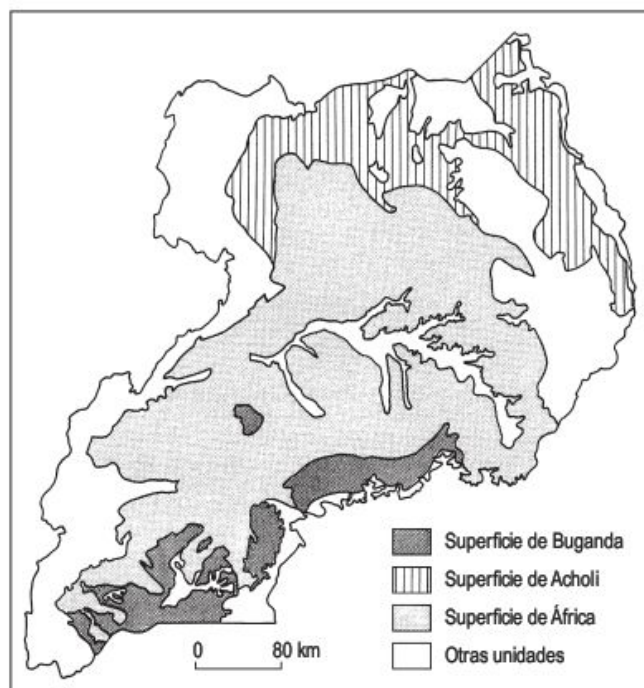
fluctúa entre 30 y 60 m, la cual se erosiona y da lugar a llanuras más bajas salpicadas de pequeños domos rocosos (*ruwares = knobs*) de 1-3 m de altura o inselbergs de escudo (*shield inselbergs*). También en el descenso de la superficie pueden quedar aislados bloques redondeados o paralelepípedicos, correspondientes a las partes bajas del perfil de alteración. Las llanuras están drenadas por valles de laderas muy tendidas o dambos. Como resumen, se deduce que la erosión del suelo se manifiesta en la superficie de escorrentía, mientras que el desarrollo y profundización del saprolito se lleva a cabo en la superficie basal de meteorización. En los climas estacionales, donde se centran las investigaciones de Büdel (1957, 1965, 1977, 1982), las llanuras tienen pendientes casi nulas (0,2% en Tamilnad Plains, sur de la India). Las aguas de precipitación difícilmente encuentran caminos para jerarquizarse, por lo que un elevado porcentaje de las mismas se infiltra en el regolito. En las estaciones secas los suelos arcillosos se agrietan y las raíces, junto con otros conductos de bioturbación, constituyen excelentes vías de penetración del agua con la llegada de las épocas de lluvias. Este «ciclo» favorece el desarrollo de la meteorización a lo largo de todo el saprolito y su profundización basal; a su vez, la arroyada superficial generada con las lluvias puede exportar una película de sedimentos, que rebaja la superficie de escorrentía. Las ideas de Büdel pronto fueron asimiladas por los científicos y se aplicaron a todos los trópicos húmedos cratónicos del planeta (véase Thomas, 1974, 1989a, b, 1994a) e incluso a áreas extra-tropicales con potentes perfiles de alteración en regiones templadas y frías (Bakker y Levelt, 1964; Bakker, 1967; Gellert, 1970; Dury, 1971; Büdel, 1977, 1982; Söderman, 1985; Hall, 1986, 1988), que señalan la supervivencia de llanuras grabadas, cuya edad para Europa se considera del Mesozoico superior-Paleoceno (Thomas, 1994). No obstante, en épocas postmiocenas se generó un perfil de alteración arenoso bajo climas templados (Bakker y Levelt, 1964; Hall *et al.*, 1989), lo que puede inducir a importantes confusiones en las interpretaciones.

Se ha señalado por Ollier (1965, 1984) que el saprolito tiene profundidades muy variables, en lugar de constituir mantos paralelos, tal como señalan Wayland y Büdel. El regolito forma profundas depresiones separadas por protuberancias constituidas por rocas sin alterar. La erosión de la alterita puede dar lugar a zonas deprimidas rodeadas por promontorios de rocas frescas.

El saprolito juega un papel importante en la configuración del relieve, debido a que la llanura grabada experimenta un descenso lento y continuo, mientras que las colinas circundantes adquieren una mayor altura (Bremer, 1971, 1985), como consecuencia de la paulatina remoción de la roca alterada. Este proceso de generación de depresiones está en relación con rocas de gran densidad de fracturación, que facilitan la penetración del agua a favor de los planos de discontinuidad. A este proceso Büdel (1977, 1982) lo denomina meteorización divergente.

Thomas (1965, 1974, 1994a) propone una clasificación de llanuras y superficies grabadas, en función del grado de denudación de los perfiles lateríticos. En la última versión introduce algunas modificaciones, pero esta diferenciación no ha tenido gran aceptación.

El rebajamiento de la superficie basal y la erosión diferencial del regolito lo comparan Thomas (1989b y 1994a) y Pavich (1985) con el concepto de equilibrio dinámico de Hack (1960, 1975), en el que existe un balance entre la erosión del regolito y la generación del mismo. Por el contrario, otros autores (Ollier, 1991) estiman la formación del modelado como un conjunto de eventos que se desarrolla a lo largo del tiempo. Ollier (1981) considera el territorio de Uganda formado como una única llanura grabada (Fig. 18.34). En la superficie de Buganda, equivalente a la superficie de Gondwana, se han preservado potentes perfiles de alteración. En el norte, el regolito se ha denudado totalmente y la Superficie de Acholi se elabora sobre roca fresca y tienen numerosos inselbergs en sus bordes. En la superficie de África, que es la que ocupa mayor extensión, se erosiona una profunda alterita en la que afloran algunos inselbergs, lo que indica la presencia de una superficie basal de meteorización muy irregular. Sobre algunos lugares de esta superficie se sitúan volcanes del Mioceno. Para Ollier la edad de esta última superficie es, por lo menos, del Terciario inferior y la de Buganda del Mesozoico o más antigua.



**FIGURA 18.34** Denudación del regolito en Uganda. La superficie de Buganda tiene una meteorización profunda y restos de superficie de erosión. La superficie de África está erosionada parcialmente. En la superficie de Acholi se ha denudado un antiguo regolito y se forman suelos recientes sobre roca fresca, más que en el saprolito (Según Ollier, 1981).



# 18.10 Inselbergs

Es una palabra alemana que significa monte isla y fue utilizada por primera vez por Bornhardt (1900) para describir las colinas rocosas escarpadas que destacan sobre las llanuras tropicales de Tanganika (hoy Tanzania). Se desarrollan básicamente en regiones cratónicas, tropicales y subtropicales, con preferencia en granitos y rocas metamórficas, pero también se localizan en rocas sedimentarias, como en las arcosas del famoso monolito de Ayers Rock y en los conglomerados de Olgas, ambos en el desierto central de Australia (Twidale, 1978, 1982a; Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005). El estudio de estas morfologías es complejo, ya que implican el papel que juegan el clima, la litología y la estructura de la roca, que a su vez inciden en el grado de alteración de la misma. Igualmente, suscitan cuestiones genéticas fundamentales, como las inherentes a la exhumación de la superficie basal de meteorización o al retroceso de las laderas. También la investigación de los inselbergs debe contemplar los cambios climáticos que los han afectado y la persistencia o duración de estas formas. Por consiguiente, son muy numerosos los autores que se han preocupado de diversos aspectos de los inselbergs.

Los inselbergs han suscitado numerosos problemas en relación con las distintas definiciones y terminologías. Twidale (1968) define los inselbergs como relieves residuales aislados que destacan en las llanuras tropicales. Posteriormente, Twidale (1982a) y Vidal Romaní y Twidale (1998), consideran que los inselbergs ocupan cualquier posición topográfica. Birot (1958) ya indicaba que los domos cristalinos se sitúan en posiciones variables en el paisaje, al analizar los panes de azúcar y morros del área de Río de Janeiro. Thomas (1974, 1978) apoya la idea de que no es necesaria la relación de inselberg-llanura. Si admitimos esta opinión la denominación inicial de inselberg queda un tanto quebrantada. Twidale (1968) señalaba también que los inselbergs se localizan en las llanuras tropicales, pero se conoce desde hace mucho tiempo la existencia de inselbergs en los climas templados europeos (Penck, 1924). Por consiguiente, o los inselbergs se forman en distintos tipos de clima o bien son indicadores paleoclimáticos. Con el fin de precisar la situación de los inselbergs en el mundo, Kesel (1973) llevó a cabo, analizando las publicaciones existentes, cálculos porcentuales sobre la distribución de los inselbergs en los distintos tipos de climas: 40% en climas de sabana; 32% en zonas áridas y semiáridas; 12% en climas continentales húmedos y subárticos y 6% para cada una de las zonas de trópicos húmedos, subtropicales y mediterráneas. Este autor concluye, al igual que King (1957a), que los inselbergs se

encuentran prácticamente en todos los tipos de climas. No obstante, reconoce que los trópicos húmedos y secos son regiones favorables a la formación de los inselbergs, como indicó Cotton (1961, 1962). La aplicación de índices numéricos para identificar a los inselbergs, recogidos de diferentes trabajos por Thomas (1978), no aporta valores diferenciales y según el autor pueden aplicarse a numerosas colinas.

La definición propuesta por Young (1972) es de carácter más general y aplica la denominación de inselbergs a colinas aisladas de laderas abruptas que surgen bruscamente en zonas de moderada inclinación. Distingue varios tipos: mesas en estratos horizontales o lateritas, colinas de laderas rectilíneas (típicas de zonas áridas) y convexo-cóncavas recubiertas de regolito, domos rocosos y bloques (*tors*) o formas acastilladas (*castle koppies*). Thomas (1976, 1978, 1994a) realiza diferenciaciones similares. Los autores alemanes distinguen entre inselbergs de posición (*fernlinge*) e inselbergs de resistencia (*hartlinge*). Los primeros se conservan por su situación sobre la divisoria de aguas, donde se ejerce una erosión menor y los segundos se originan por la gran resistencia a la erosión de las rocas. No obstante, se diferencian dos tipos fundamentales dentro de los inselbergs: los **inselbergs de bloques o tors** y los **inselbergs en domo o bornhardts**.

## 18.10.1 Inselbergs de bloques (tors)

La morfología de los inselbergs de bloques es muy variada y está controlada por los sistemas de fracturación. Se desarrollan en gneises, esquistos, cuarcitas, diabasas, areniscas y arcosas, aunque se forman más profusamente en granitos (Gerrard, 1988). Los bloques (*tors*) se pueden encontrar en diversas posiciones topográficas y su tamaño y forma dependen del tipo de fracturación y de su espaciado. En Australia varían de tamaño desde 0,25 m a 33 m, aunque los tamaños más frecuentes son de 1-2 m. Su forma puede ser esférica o elipsoidal, principalmente por los mecanismos de descamación (Fig. 18.35) y, en ocasiones, presenta tendencias paralelepípedicas (Fig. 18.36). Hay bloques que permanecen en posición inestable y se denominan piedras caballerías o basculantes (Vilaplana, 1987; Pedraza *et al.*, 1989; Vidal Romaní y Twidale, 1998) que, con frecuencia acaban desplomándose por la ladera. En las zonas de cumbres se localizan, en ocasiones, un conjunto de bloques angulosos, que simulan antiguas fortalezas, a los que se denomina formas acastilladas (*castle koppies* = *rock towers*). Por otra parte, los bloques se encuentran en cualquier medio climático.





**FIGURA 18.35** Descamación en un bloque granítico del batolito de Santa Olalla del Cala (provincia de Huelva, España).



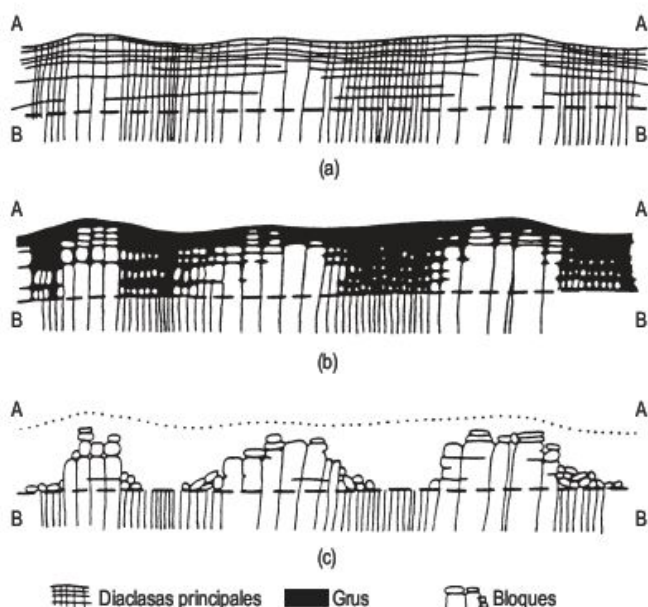
**FIGURA 18.36** Tors elaborados en granito, en la vertiente septentrional de la Serra da Estrêla (Portugal).

El **origen** de los bloques supone una meteorización profunda diferencial, que penetra con mayor intensidad en las zonas de fracturación más intensa. Con posterioridad, se produce un cambio ambiental que ocasiona la erosión del saprolito. El resultado es la aparición de la base del perfil de meteorización, caracterizada por la presencia de bloques, que origina las morfologías anteriormente señaladas (Fig. 18.37) (Linton, 1955). Este autor denominó a esta secuencia hipótesis de las dos etapas. La formación de los bloques puede comprobarse en desmontes de obras lineales. Hay que tener presente el balance entre meteorización y denudación. Si la meteorización es más intensa que la erosión, no llega a aflorar el frente de meteorización, ni los

bloques acompañantes; por el contrario, cuando la erosión es más enérgica que la meteorización, el perfil se desmantela y surgen los bloques basales (Vidal Romaní y Twidale 1998). Los bloques aflorantes son sometidos a una meteorización subaérea. El regolito puede movilizarse por acción fluvial y dar origen a canales de bloques de más de 10 km de largo, como en el río Homem (norte de Portugal). La exportación de la alterita también puede realizarse por erosión marina, glaciar y eólica (Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005).

Por lo general, el desarrollo de muchos de los inselbergs de bloques se relaciona con la desintegración de los bloques situados en el interior del inselberg. La meteorización de

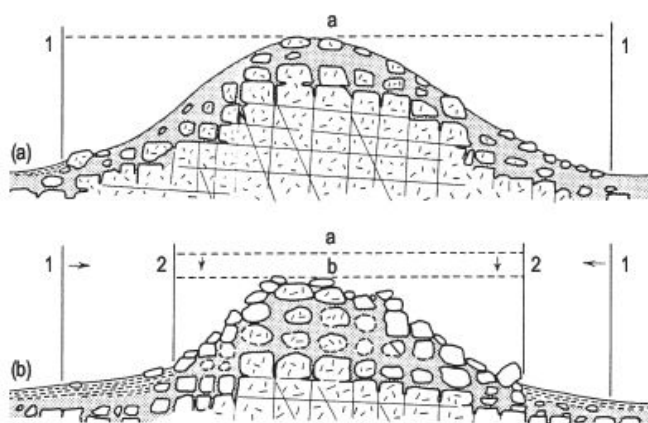




**FIGURA 18.37** Evolución de los bloques (*tors*) y de formas graníticas, basada en los esquemas de Linton (1955).

los bloques, la erosión del grus y el rebajamiento de la superficie terrestre son los procesos fundamentales implicados, que con su actividad pueden llegar a la desaparición del inselberg de bloques (Fig. 18.38) (Thomas, 1978).

Ya hemos indicado que los bloques tienen una amplia distribución en todo el globo terráqueo y, como se requiere una meteorización profunda, se acude en muchas áreas a alteraciones muy antiguas. Linton (1955) indicó una intensa meteorización química en el Terciario, para el granito de Dartmoor. En este caso la movilización del regolito se llevó a cabo por procesos periglaciares, al igual que propone Demek (1964) en el Macizo de Bohemia (Checoslovaquia).



a b c d Rebajamiento de la colina 1 2 3 Retroceso de la ladera (destruida en la etapa D)

**FIGURA 18.38** Etapas de desarrollo de los inselberg de bloques, que implican la desintegración de los bloques diaclasados del interior, dentro de la circulación de agua vadosa, junto con la penetración lateral de la meteorización que conduce al retroceso de la ladera. La primera etapa (a) puede alcanzarse sin que tenga lugar una meteorización anterior profunda, aunque no se excluye su actuación. La denudación, implicada en el paso a-b, puede estar relacionada con un cambio climático (según Thomas, 1978).

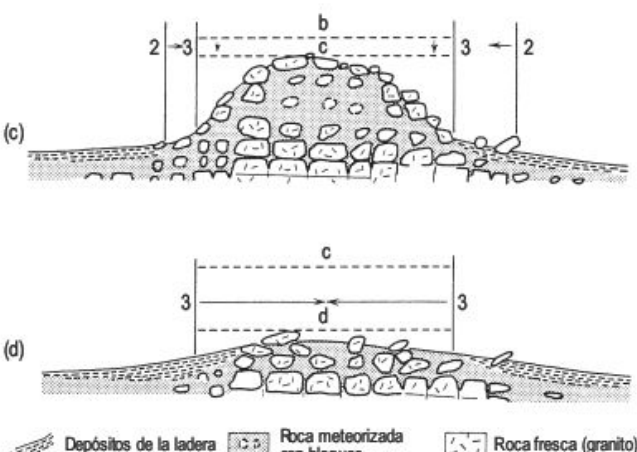
Posteriormente, Czudek y Demek (1971) interpretan los tors como originados por meteorización y movilización en un ambiente periglacial. El análisis mineralógico del grus de Dartmoor pone de manifiesto la carencia de alteración de los feldespatos y un bajo contenido en arcillas (Doornkamp, 1974). Por consiguiente, en las latitudes europeas se puede producir un «producto de meteorización arenoso» (Bakker, 1967), que por evolución da lugar a bloques.

King (1948) ha propuesto que los tors, al igual que los inselbergs en domo, se originan por retroceso de las laderas en climas áridos y semiáridos, desarrollándose a su pie un pedimento. Ideas similares, aunque desarrolladas para ambientes periglaciares, han sido elaboradas por Czudek (1964) (Fig. 15.33).

De todo lo expuesto, no cabe duda de que existe más de una hipótesis que explica el origen de los bloques. Pueden contemplarse dos tendencias fundamentales: una relacionada con la meteorización profunda y posterior erosión (hipótesis de las dos etapas de Linton) y, la otra, relativa al retroceso de laderas en desiertos cálidos y fríos.

### 18.10.2 Inselbergs en domo (bornhardts)

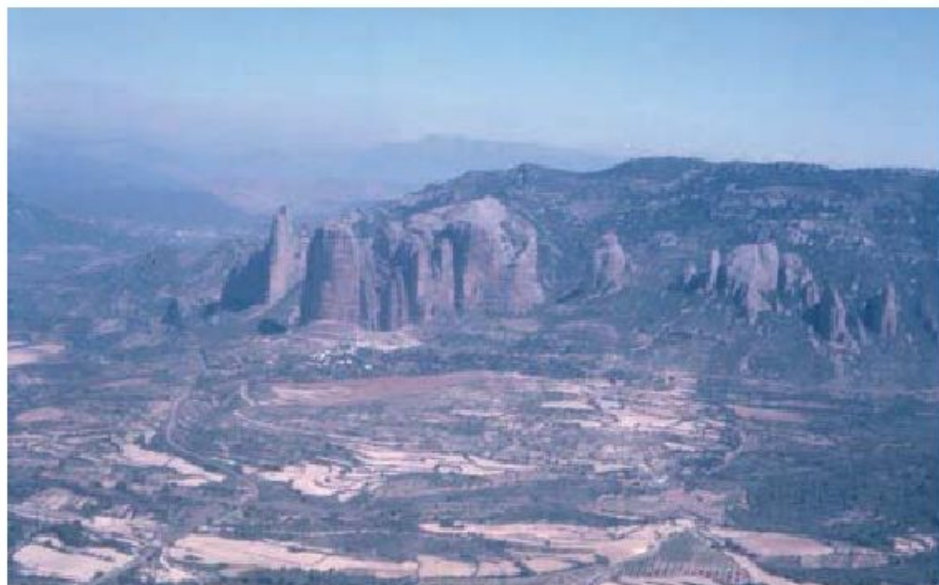
El término *bornhardt* se debe a Willis (1936), que lo propuso para los domos cristalinos en honor al explorador alemán Bornhardt (1900), que describió por primera vez los inselbergs. Tienen forma de domo y se desarrollan en rocas masivas resistentes, fundamentalmente graníticas, aunque también se localizan en areniscas y conglomerados (centro de Australia). Twidale (1982) considera como bornhardts los monolitos conglomeráticos de los Mallos de Riglos (Fig. 18.39), en el límite de las Sierras Exteriores pirenaicas oscenses. Estas formas pueden hacerse ex-



a b c d Rebajamiento de la colina 1 2 3 Retroceso de la ladera (destruida en la etapa D)

Depósitos de la ladera Roca meteorizada con bloques Roca fresca (granito)





**FIGURA 18.39** Monolitos desarrollados sobre conglomerados masivos horizontales en el límite de las Sierras Exteriores pirenaicas y la depresión del Ebro. Mallos de Riglos (provincia de Huesca).

tensivas a los relieves de conglomerados de Montserrat, Montsant, río Iregua, etc., que forman parte de los terciarios marginales de la Depresión del Ebro.

Las laderas de los bornhardts suelen ser generalmente abruptas y los tamaños son muy variables, desde unos pocos metros a varios cientos de metros (Fig. 18.40). En planta, presentan morfologías circulares o elípticas, afectadas muchas veces por la fracturación (King, 1948; Twidale y Bourne, 1978). Cuando son alargadas y de baja altura, se les denomina lomos de ballena. Algunos bornhardts se presentan aislados, mientras que otros se agrupan en formas hemiesféricas, conocidas en Brasil como medias naranjas (Biot, 1958). Los enlaces entre el monolito rocoso y el pie de los bornhardts pueden ser netos, con un claro *knickpoint*, o transicionales donde no se ob-

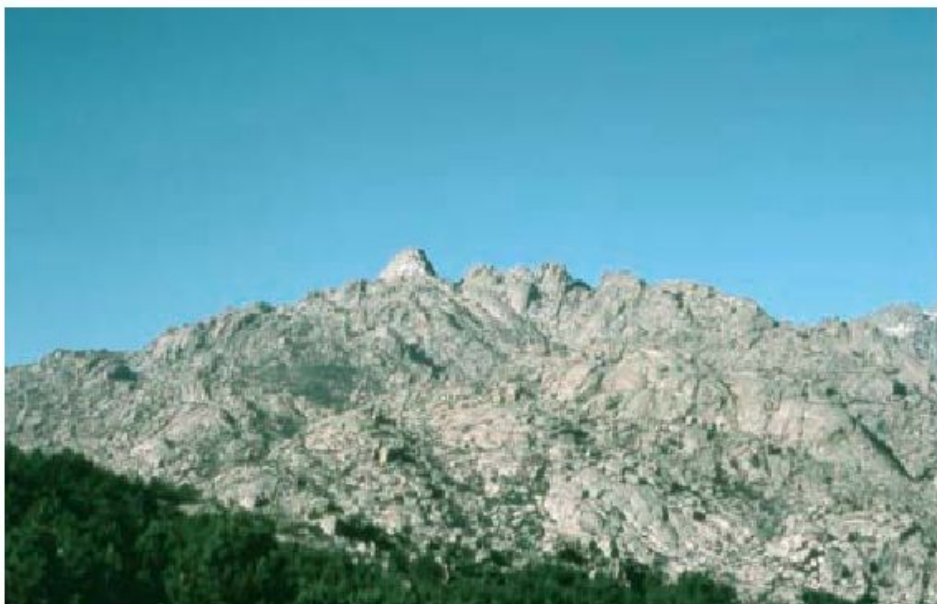
serva ninguna modificación manifiesta de pendiente. Existen varias causas fundamentales que explican el cambio brusco de pendiente: contacto entre rocas de diferentes propiedades mecánicas, contraste entre la roca fresca y el saprolito (Ollier, 1960; Thomas, 1965) y meteorización más intensa en la base de la ladera (Ruxton, 1958; Twidale, 1962; Mabbut, 1966; Twidale y Bourne, 1978).

Los bornhardts se encuentran en diferentes ambientes climáticos (Kesel, 1973), desde las zonas de selva ecuatorial, pasando por las latitudes medias (Figs. 18.41 y 18.42), hasta el norte de Noruega (Büdel, 1978). En el Macizo Hercínico de la Península Ibérica existen numerosas citas sobre bornhardts graníticos (Biot, 1949b; Biot y Solé, 1954a,b; Brum Ferreira, 1978; Coudé-Gaussen,



**FIGURA 18.40** Inselberg en domo de varios cientos de metros de altura. Abuja (centro de Nigeria). Foto J. López Martínez.





**FIGURA 18.41** Formas domáticas y otros modelados graníticos coronados por el monolito campaniforme de El Yelmo. La Pedriza de Manzanares (provincia de Madrid). Sierra de Guadarrama.



**FIGURA 18.42** Bomhardt con planos de exfoliación en la cumbre. Parque Nacional de Yosemite (California).

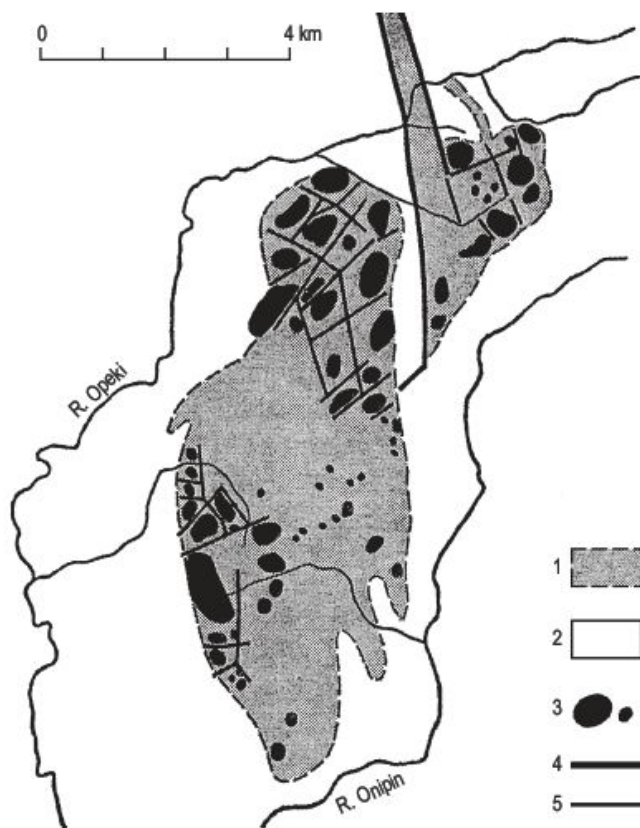
1981; Sanz, 1988; Pedraza *et al.*, 1989; Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005; entre otros). También se han reconocido en los granitos de la Cordillera Costera Catalana (Roque y Pallí, 1998).

Existen un conjunto de factores que inciden en la localización de los inselbergs en domo. La mayoría de los estudios que han intentado comprobar la localización del bomhardt en determinados tipos de rocas, han llegado a la conclusión de la inexistencia de variaciones litológicas en su piedemonte. No obstante, en algunos trabajos se señala la relación entre la ubicación del inselberg y el tipo de roca. Jeje (1973) indica que, en zonas del suroeste de Nigeria, los inselbergs se localizan en un granito porfíroide biotítico (Fig. 18.43). Brooks (1978) en sus inves-

tigaciones próximas a Johannesburgo, indica que los *tors* y *castle koppies* se sitúan en una zona de transición de gneises y migmatitas y granodioritas homogéneas y porfídicas; en otras áreas se circunscriben preferentemente con adamellitas porfídicas biotíticas. Como resumen, expresa que los inselbergs son más frecuentes en rocas que han sufrido metasomatismo potásico o en plutones que son ricos en potasio, o bien que contienen cuarzo primario de baja temperatura. Sin embargo, no suelen encontrarse estas relaciones entre localización del inselberg y litología.

La mayor parte de los inselbergs se localizan fundamentalmente en áreas de estabilidad cortical (Kesel, 1973), aunque también pueden estar situados en cadenas tectó-





**FIGURA 18.43** Colinas residuales en el suroeste de Nigeria. 1: granito porfiroide con biotita. 2: gneises y esquistos. 3: inselbergs, pequeños domos y *koppies*. 4: falla. 5: fractura (según Jeje, 1973).

nicamente activas. Uno de los ejemplos más clásicos es el Pic Parana, al sureste de Brasil, que forma parte de un *horst* (Biot, 1958). Twidale (1973, 1982a), Vidal Romaní y Twidale (1998) y Twidale y Vidal Romaní (2005) indi-

can que el lajamiento se produce por esfuerzos compresivos laterales, que superan a los generados por pérdida de carga. La aceptación de esta hipótesis implica que los domos controlados por lajamiento deben originarse por este mecanismo. Existen numerosos datos de medidas de esfuerzos en túneles y pozos que apoyan esta idea (Twidale, 1982a).

A finales del siglo pasado se interpretaron los inselbergs como generados por procesos glaciares, marinos y eólicos (Twidale, 1982b; Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005). Con posterioridad, la erosión fluvial se consideró como la causa fundamental. En la actualidad, se reconocen dos teorías fundamentales en la generación de los bornhardts. La **hipótesis del retroceso del escarpe** ha sido propuesta por diversos autores (Cotton, 1942; Howard, 1942; Pugh, 1956), aunque fue King (1942, 1948, 1949, 1953, 1962) el que capitaneó esta idea con más énfasis. Más recientemente, los puntos de vista de King han sido apoyados por Kesel (1973, 1977b) en estudios de los desiertos del suroeste de Estados Unidos y por Selby (1977) en el Desierto de Namib. A King se le critica que ninguno de sus trabajos ha sido realizado en los trópicos húmedos, áreas de gran profusión de bornhardts.

Se trata de inselbergs de posición (*fernlinge*) que durante largos periodos de tiempo han sufrido el retroceso del escarpe paralelamente asimismo, con la consiguiente ampliación del pedimento, que puede finalmente dar lugar a pedillanuras (Fig. 18.44). El desarrollo del inselberg por pediplanación lleva consigo una progresiva disminución de su tamaño, hasta su completa desaparición. La mayoría de los investigadores circunscriben estos procesos a los ambientes áridos y semiáridos, que es donde sus efectos son óptimos (King, 1957a). Para este autor la meteorización al pie del escarpe conduce a una mayor incli-



**FIGURA 18.44** Inselbergs destacando sobre extensas llanuras. Plateau Narok (1.825 m), suroeste de Kenia.



nación del mismo y a una recesión de las laderas. No obstante, en los desiertos cálidos, como el de Namib, pueden barajarse dos interpretaciones contrapuestas. Selby (1977) señala que los inselbergs se han originado por pediplanación, mientras que Ollier (1978) indica una gran antigüedad para los mismos y forman parte de una topografía exhumada. Por consiguiente, es necesario tener un conocimiento profundo de las épocas geológicas pasadas, particularmente de los climas, para evitar interpretaciones tan controvertidas.

La otra teoría sobre el origen de los inselbergs en domo se basa en la **exhumación** de un macizo rocoso, profundamente alterado. Al aflorar la superficie basal de meteorización aparecen formas domáticas, que indican que se han formado bajo el manto de alteración. La hipótesis es similar a la de las «dos etapas» propuesta por Linton para los inselbergs de bloques y tors. Esta hipótesis se ha comprobado en frentes de cantera de cuarzo-diorita en el sur de Camerún, donde se localiza un domo de 50 m rodeado de material meteorizado (Boye y Frisch, 1973). También algunos desmontes de carretera permiten observar estas morfologías domáticas incipientes (Thomas, 1978). Los domos se localizan en las partes menos fracturadas del frente de meteorización. La denudación se lleva a cabo paulatinamente por acción fluvial y las morfologías domáticas van apareciendo en el terreno como pequeñas cúpulas que anuncian un inselberg en domo embrionario o incipiente (Thomas, 1978; Twidale, 1982a) (Fig. 18.45).

Los pequeños bornhardts están, por lo general, relacionados con un único periodo de excavación de un regolito profundo, que puede alcanzar 100 m. Pero cuando se intentan explicar los grandes inselbergs en domo surgen dificultades (Thomas, 1965, 1974). Pero si admitimos una meteorización continua al pie de las laderas, a medi-

da que la denudación produce el descenso de las llanuras circundantes, se pueden explicar los bornhardts de varios cientos de metros de altura (Fig. 18.46). Por consiguiente, se trata de alternancias repetidas de meteorización y denudación a lo largo de un prolongado tiempo geológico (Willis, 1936; Büdel, 1957; Twidale, 1964, 1982a; Thomas, 1978, 1994a). Como consecuencia, muchos de los grandes inselbergs en domo son geológicamente muy antiguos.

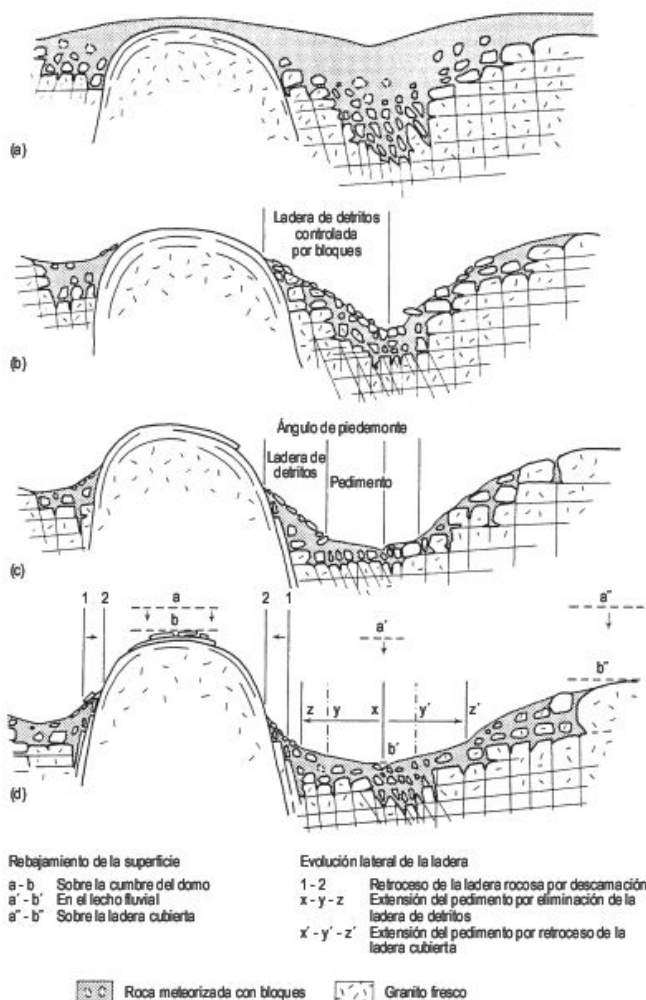
La teoría del retroceso del escarpe no explica algunas de las formas relacionadas con el contacto roca-llanura y roca-saprolito. Sin embargo, la hipótesis de la exhumación justifica la presencia de domos embrionarios; micromodelados generados en el frente de meteorización (meteorización poligonal, tafonis, gnammas, pseudolapias, cuevas, etc.) (Twidale, 1982; Thomas, 1994a; Vidal Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Vidal Romaní, 2005); laderas escalonadas (Twidale y Bourne, 1975, 1978) y fungiformes (Twidale, 1962), que junto con la existencia de líneas de tafonis a diferentes alturas en Ayers Rock (Twidale, 1978) indican una meteorización subsuperficial más antigua y señalan la amplitud del ataque lateral sobre las laderas de bornhardts masivos, durante cada etapa de nivel de base estable.

Tanto si los bornhardts se han originado por retroceso del escarpe o por exhumación, el tiempo que se requiere para su formación es elevado. No obstante, la edad es función de la velocidad de los procesos geomorfológicos implicados y del tamaño de la forma. Por lo tanto, podemos tener inselbergs en domo recientemente expuestos y otros cuya antigüedad es de decenas de millones de años. Surge otro problema cuando se intenta explicar la supervivencia de los grandes bornhardts durante un dilatado tiempo geológico. Se interpreta que como la forma del inselberg en domo está controlada por el lajamiento, las



**FIGURA 18.45** Formas domáticas embrionarias en una región de sabana. Masai Mara (Kenia).





**FIGURA 18.46** Desarrollo de inselbergs en domo por meteorización continua de las laderas cubiertas durante la disección (en Thomas, 1978).

precipitaciones discurren como en un «paraguas» produciendo una alteración y erosión muy débil (Thomas, 1974). Se proponen edades del Mesozoico o Terciario inferior para numerosos inselbergs en domo. Así, Saviegar (1960) considera que los inselbergs en Nigeria se han exhumado bajo una cobertera de sedimentos cretácicos y Barbier (1967) señala que los domos (panes de azúcar) son también exhumados por debajo de la arenisca del Paleozoico superior del Macizo de Tassili, al sur de Argelia. Igualmente, Chaput (1971) pone de manifiesto que la superficie pretriásica en Sierra Morena oriental (España) está exhumada parcialmente, aflorando inselbergs cuarcíticos. Por otra parte, Twidale y Bourne (1975) y Twidale (1978) indican que el famoso monolito de Ayers Rock, por consideraciones estratigráficas y geomorfológicas, se remonta al Mesozoico.

Como la edad de los inselbergs, en ocasiones, es muy antigua, estas formas han estado sometidas a la actividad endógena y exógena durante un largo periodo de tiempo. Han podido estar afectadas por la traslación de las placas litosféricas, modificando su latitud e incluso su clima, como por ejemplo la India. El cambio climático, en su relación con el origen de los inselbergs, afecta al balance entre las velocidades de meteorización y erosión. Los periodos de predominio de la meteorización corresponden a una estabilidad geomorfológica y ecológica (etapas de biostasia) y cuando se interrumpe este equilibrio se desencadena la erosión (etapas de rhexistasia) (Erhart, 1967). En las latitudes medias de Europa se reconoce una amplia y profunda meteorización ferralítica, sobre todo durante el Eoceno (Millot, 1964). Esta alteración se confirma en el registro sedimentario de las cuencas terciarias y proporciona argumentos convincentes para una antigua meteorización profunda de terrenos en los que han sido formados los inselbergs.

# 18.11

## Geomorfología aplicada a las regiones tropicales

Las zonas tropicales comprenden una gran variedad de relieves y ecosistemas que contienen importantes recursos, pero también soportan numerosos riesgos (Reading *et al.*, 1995). Los climas tropicales condicionan la vida de los habitantes y sus actividades económicas, en mayor grado que los climas de las latitudes medias. En estos últimos 50 años se ha producido en las regiones tropicales una gran explosión demográfica. En la actualidad habitan estas áreas 2.600 millones de personas, que constituyen el 45% de la población mundial. Aproximadamente el 60% vive en

el sur y este de Asia. Muchos de estos países están en vías de desarrollo y tienen una economía de subsistencia, fundamentalmente agrícola (McGregor y Nieuwolt, 1998). Las necesidades alimenticias han conducido a una intensificación y extensión de la agricultura, acompañada de un aumento de la deforestación. Todo ello ha derivado en un incremento de la erosión del suelo (Fig. 18.47) y de los riesgos de inundaciones y deslizamientos. Estas circunstancias hacen necesaria la aplicación de prácticas de conservación de suelos (Douglas y Spencer, 1982).





**FIGURA 18.47** Cabecera de barranco (*gully*) desarrollado en una zona parcialmente deforestada, que afecta débilmente al poblado y a los cultivos. Muranga (Kenia).

Los potentes regolitos desarrollados en los trópicos húmedos han sido estudiados con detenimiento por las implicaciones que presentan en las actividades ingenieriles (Lovegrove y Fookes, 1972). Su profundidad, estructura y composición mineralógica es variable y, con frecuencia, se reconocen cambios abruptos en el regolito (Douglas, 1986). Estas variaciones complican considerablemente las obras de ingeniería.

Estas áreas tropicales húmedas poseen numerosos recursos minerales, petrolíferos, forestales y agrícolas, que inciden, en su explotación o gestión, en diferentes procesos geomorfológicos, desencadenando o acelerando generalmente la actividad de los mismos. Por otra parte, muchas áreas se encuentran en zonas tectónicamente activas, por lo que pueden estar afectadas por terremotos y la incidencia de los tsunamis. También es muy importante el riesgo volcánico, fundamentalmente el de naturaleza explosiva, con emisión de nubes ardientes, cenizas y generación de

lahares. Finalmente, los ciclones tropicales con sus fuertes vientos destructivos y las inundaciones y deslizamientos resultantes de las precipitaciones ciclónicas, son posiblemente el riesgo de mayor incidencia. Un reciente ejemplo lo tenemos en las grandes pérdidas humanas y materiales producidas en Nicaragua y Honduras por el Huracán Mitch, a finales de octubre y primeros de noviembre de 1998.

Por otra parte, se pone de manifiesto la intervención del hombre en el paisaje, aterrazando las laderas (Fig. 18.48) y construyendo embalses y balsas de diferentes tamaños, con el fin de modificar la erosión hídrica de las laderas y el régimen fluvial (Wirthmann, 2000). Debido a la explosión de la población mundial en el último medio siglo, la ecología de los trópicos húmedos ha sufrido y sufre importantes crisis. En las zonas de tránsito hacia los ambientes semiáridos se ha desencadenado una intensa desertificación (Mensching, 1983). En muchas regiones de la orla mediterránea han continuado cultivando, incluso



**FIGURA 18.48** Aterrazamientos para la protección de la erosión hídrica y su posterior aplicación al cultivo. Machakos (Kenia).



después de la desaparición del suelo, en terrenos terciarios de margas, arcillas e incluso yesos (alrededores de Zaragoza). Esta opción no es posible sobre las rocas resistentes de los trópicos. Como consecuencia, al aumentar la población y por algunas de estas causas tienen lugar grandes calamidades.

En los ambientes de gran vegetación, es frecuente provocar incendios y talas abusivas para obtener tierras cultivables o ganaderas. Los incendios de las sabanas centroafricanas (Fig. 18.49) son conocidos desde antiguo y se pretende con ellos el crecimiento de nuevos brotes más frescos de hierba con el que alimentar el ganado de vacas y cabras de las tribus masais. En fotografías nocturnas de satélite se distinguen claramente los focos de incendios que afectan a estas sabanas. Igualmente, la tupida masa forestal de la selva está sometida a talas abusivas e incendios, con el fin de obtener beneficio de la venta de madera, y con posterioridad, dedicar el espacio deforestado a ga-

nadería o a fines agrícolas, que al cabo de poco dejan de producir debido a la escasa fertilidad de los suelos tropicales húmedos, desprovistos de bases, con poco humus y parcialmente desilicificados. Se estima que la erosión del suelo es diez veces mayor que la producida en condiciones naturales (Rapp *et al.*, 1990). Además, la destrucción de la selva tropical, que constituye el gran pulmón de nuestro planeta, lleva consigo un incremento del dióxido de carbono y, por consiguiente, un aumento del efecto de los «gases invernadero».

### 18.11.1 Inundaciones catastróficas

Las inundaciones constituyen el riesgo geomorfológico más frecuente de los trópicos húmedos, debido a las intensas y prolongadas lluvias que tienen lugar en estas áreas (Fig. 18.50). La utilización de las llanuras de inundación para la



**FIGURA 18.49** Gramíneas agostadas e incendiadas muy posiblemente por el hombre. Masai Mara (Kenia).



**FIGURA 18.50** Puente derruido sobre el río Cocos, como consecuencia de las inundaciones producidas por el huracán Mitch a finales de octubre y comienzo de noviembre de 1998. Norte de Nicaragua, cerca de la frontera con Honduras. Foto A. Gómez Sal.



obtención de recursos agrícolas conduce a un incremento considerable del riesgo. Como consecuencia de las inundaciones, en Asia, por término medio, sufren anualmente importantes daños 4 millones de hectáreas de tierra, que afectan a 17 millones de personas (Reading *et al.*, 1995).

Las nubes convectivas son las mayores productoras de lluvia en las regiones tropicales de latitud baja. En la Fig. 18.51 se representa la distribución global de tormentas con distintos tipos de frecuencia: más de 100, entre 50 y 100, entre 20 y 50 y menos de 20 tormentas por año (Lamb, 1972). Se observa una franja de mayor frecuencia de tormentas en áreas próximas al Ecuador.

Las precipitaciones en los trópicos están asociadas con la convergencia de masas de aire entre los dos hemisferios (Zona de Convergencia Intertropical), con los ciclones tropicales y con el efecto orográfico (Hayden, 1988). En el primer tipo, la convergencia y elevación del aire produce una banda nubosa alrededor del Ecuador. La variación estacional de este cinturón de nubes da lugar a las lluvias monzónicas, que en Asia se desarrollan de junio a septiembre, reconociéndose una media de 7 depresiones monzónicas por año (Gupta, 1988). A veces estas lluvias pueden tener una duración de 9 días. Los ciclones se desplazan de este a oeste y las máximas precipitaciones tienen lugar en las islas o márgenes continentales, donde la superficie terrestre recalientada y los relieves existentes realzan los movimientos ascendentes e intensifican la convectividad (Hayden, 1988). En Cilaos, Isla Reunión, se produjeron en un día

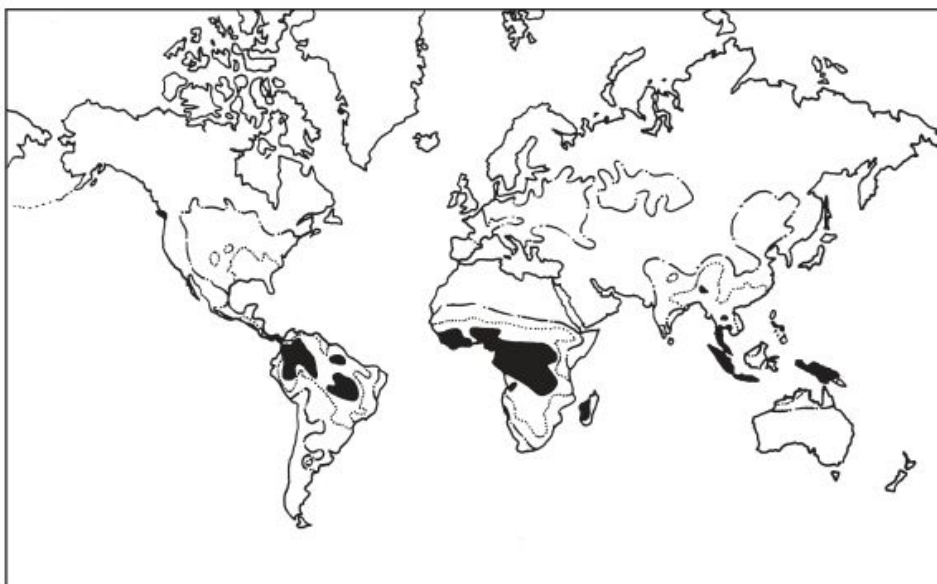
1.870 mm de lluvia (Gupta, 1988). A los ciclones tropicales con vientos superiores a 116 km/h se les denomina huracanes y en Asia oriental se les conoce como tifones. El efecto orográfico se manifiesta por el ascenso de masas de aire que se condensa, generándose las máximas precipitaciones diurnas durante el periodo de mayor calentamiento solar.

Las estaciones de aforo en los trópicos húmedos son escasas y generalmente están situadas en los grandes ríos; por consiguiente, los registros de las grandes inundaciones son muy limitados. Sin embargo, se conocen mucho mejor los periodos de retorno de las precipitaciones intensas y se pueden relacionar estos valores con los de las grandes inundaciones, con lo cual podemos disponer de datos aproximados (Gupta, 1988).

En zonas urbanizadas la hidrología de las cuencas de drenaje sufre profundas modificaciones, debido fundamentalmente a la superficie impermeable de las calles y tejados, que incrementan la frecuencia de las inundaciones (Leopold, 1968). Estos cambios hidrológicos producidos por la urbanización afectan a las áreas urbanas cuando la red de canales y alcantarillado son insuficientes para evacuar el agua, produciéndose entonces inundaciones en las ciudades, como sucede esporádicamente en Kuala Lumpur (Malasia) y Singapur (Gupta, 1984, 1993).

En el capítulo de Geomorfología Litoral se han descrito las sucesivas inundaciones que ha experimentado Bangladesh, en la región del Delta del Ganges-Brahmaputra.

**FIGURA 18.51** Frecuencia anual de tormentas. Las regiones con 100 o más tormentas por año están en negro. La línea de puntos engloba a las zonas con más de 50 tormentas/año y la línea de raya-punto abarca las regiones con menos de 20 tormentas/año (Lamb, 1972).





# 19

## Cambio ambiental

### CONTENIDO

- 19.1.** Introducción
- 19.2.** El sistema climático de la Tierra
- 19.3.** Cambio climático y el efecto invernadero
- 19.4.** Cambio antrópico
- 19.5.** Hacia un desarrollo sostenible



# 19.1

## Introducción

A lo largo de la historia de la tierra han sucedido numerosas modificaciones en el clima, niveles del mar, cinturones de vegetación, poblaciones de animales, suelos y formas del relieve (Goudie, 1992), pero es durante el Cuaternario donde podemos detectar con más precisión estos continuos cambios ambientales, que se manifiestan en ocasiones en muy cortos periodos de tiempo.

Para épocas recientes, estos cambios ambientales, desde la perspectiva geomorfológica, resultan de tres causas básicas: geológicas, climáticas y antrópicas. El problema del conocimiento preciso de los factores que desencadenan estos cambios surge de la interacción entre estas causas, ya que con frecuencia actúan conjuntamente y resulta difícil conocer la aportación de cada una de ellas a las modificaciones ambientales.

El **cambio ambiental geológico** se debe fundamentalmente a la actividad neotectónica (Fig. 19.1), que adquiere una gran significación en las áreas ubicadas en los márgenes de placas activos, donde los reajustes isostáticos y el desplazamiento relativo de las placas litosféricas producen importantes modificaciones en el relieve. Así, por ejemplo, los desiertos de montañas y depresiones (Mabbutt, 1977), como los del oeste de los Estados Unidos y Asia central, que presentan una gran inestabilidad cortical, verán afectado su modelado por esta actividad. Por el contrario, los desiertos de escudos y plataformas, como el Sahara, India o Australia, no están prácticamente influenciados por estas acciones endógenas. En estos últimos, es donde resulta más fácil el estudio del cambio

climático, como consecuencia de la carencia de interferencias por causas tectónicas.

Aunque **el hombre** ha poblado la Tierra desde hace unos tres millones de años, su interacción con el medio ambiente comienza a ser relevante hace tan solo unos 10.000 años con el advenimiento de la revolución de la agricultura y sobre todo con las más recientes revoluciones industrial y médica (Goudie, 1981b, 2006). El hombre incide sobre la vegetación, fauna, suelo, aguas y clima, por lo que se le considera un agente geomorfológico (Nir, 1983), ya que modifica con su actividad la superficie terrestre (Fig. 19.2) y, a su vez, interfiere en la actuación de los procesos geomórficos.

El **cambio climático** nos resulta muy familiar, ya que estamos acostumbrados a modificaciones temporales de la precipitación y temperatura a escala de la vida humana. A estas variaciones climáticas de corto periodo se suceden otras más profundas y de mayor amplitud temporal. Estas circunstancias vienen ilustradas en las diferentes escalas de cambio climático señaladas por Goudie (1992) y Boulton (1993) (Fig. 19.3). En ellas se reflejan modificaciones en el clima desde intervalos de decenas de años a variaciones a escala de tiempo geológico.

El cambio climático a largo plazo (Goodess *et al.*, 1992) se manifiesta a escalas temporales superiores a los 20.000 años, como las glaciaciones cuaternarias. Estos cambios se producen por modificaciones externas al sistema climático, como los cambios en la geometría de la órbita de la Tierra alrededor del Sol (ciclos de Milanko-

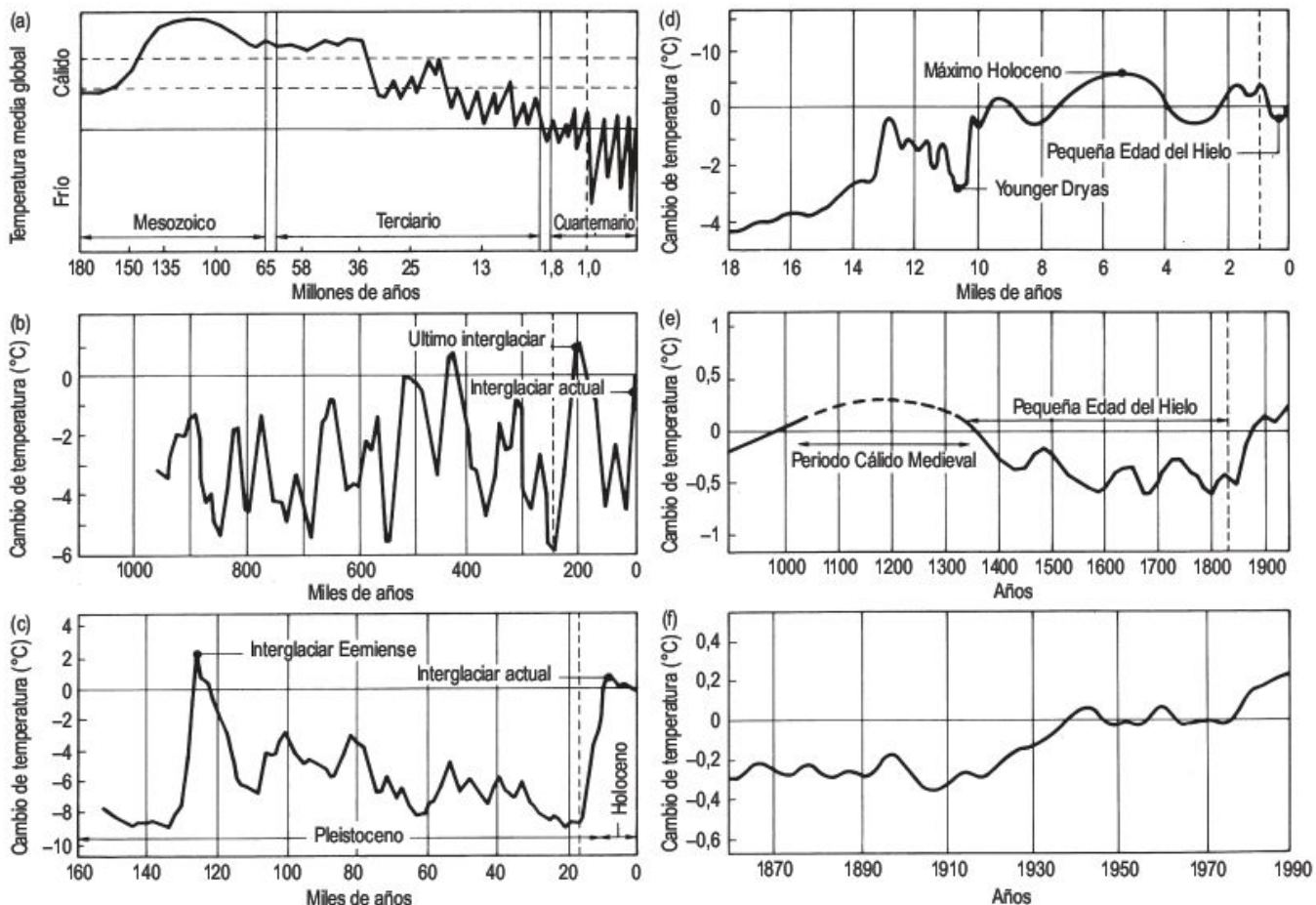


**FIGURA 19.1** Falla de Níquelas en el borde noroccidental del Valle de Lecrín. Padul (provincia de Granada). Cordilleras Béticas.





**FIGURA 19.2** Explotaciones a cielo abierto de lignitos cretácicos en la Val de Arriño (norte de la provincia de Teruel). Cordillera Ibérica. Foto B. Leránz.



**FIGURA 19.3** El cambio climático durante los últimos 180 m.a. (a) Cambio de clima en el periodo  $10^7$ - $10^8$  años, que refleja una evolución climática como resultado de las modificaciones de las placas tectónicas. (b) Cambio en el intervalo  $10^5$ - $10^6$  años con periodos glaciares e interglaciares, que indican ciclos de unos 100.000 años. (c) Cambios en la etapa de  $10^4$ - $10^5$  años, que muestran la estructura del cambio en un ciclo glacial/interglacial, dominado por cambios orbitales de la Tierra entre 20.000 y 40.000 años. (d) Cambios de los últimos 18.000 años en los que se registra la transición de un periodo glacial a interglacial. (e) Cambios durante el último milenio, en el que se reconoce el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad del Hielo. (f) Cambios durante el último siglo, con posible influencia antrópica en el clima (Boulton, 1993).



vitch). Los cambios climáticos a corto plazo se encuentran entre 100 y 20.000 años. Están relacionados en parte con causas externas, aunque pueden ser importantes algunos mecanismos, tales como los cambios en la circulación oceánica, en la actividad volcánica y en el contenido y tipo de gases de la atmósfera. Por otra parte se utiliza el término de variabilidad climática para aquellos cambios menores de 100 años, los cuales se deben básicamente a mecanismos internos (Goodess *et al.*, 1992).

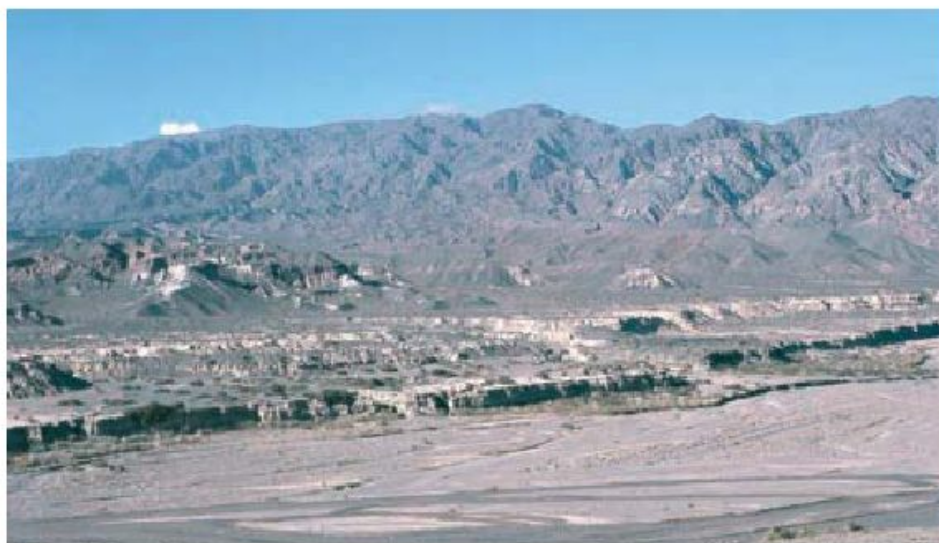
En la mayoría de los casos nos encontramos en el paisaje con un conjunto de modelados heredados de la actividad de los procesos geomórficos, que actuaron bajo un amplio espectro de condiciones ambientales diferentes a las actuales (Fig. 19.4). Como ya hemos indicado, estos procesos derivados de la actividad tectónica, antrópica y climática pueden interferir de forma manifiesta. Por consiguiente, y de cara al estudio del cambio climático, se hace preciso discernir el grado de actuación de cada uno de ellos e intentar eliminar los «ruidos» inherentes a la actividad de los dos primeros. Sin duda, la acción del hombre en los últimos milenios es muy significativa en determinadas zonas, como en los países de la orla mediterránea (Goudie, 1981b, 1990b; Mannion, 1997), y presenta problemas muy complejos en la determinación del verdadero influjo de las modificaciones climáticas en la génesis del relieve existente. Por consiguiente, las áreas óptimas para las investigaciones de cambio climático serán aquellas en las que se reconozca una prolongada estabilidad cortical y un escaso poblamiento humano a lo largo de la historia. De este modo, encontraremos en este tipo de regiones un reflejo en el modelado debido exclusivamente a la actuación de los procesos geomorfológicos desencadenados por cambios climáticos.

Es muy necesario conocer adecuadamente la edad de las formas relacionadas con el cambio climático. Los primeros investigadores utilizaban la cronología relativa en relación con series estratigráficas, secuencias morfogené-

ticas, grado de meteorización y desarrollo de suelos (Birkeland, 1984). Recientemente, sobre todo en los últimos veinte años, se han desarrollado numerosos métodos de datación capaces de suministrar edades absolutas, directa o indirectamente tanto para partículas enterradas como superficiales. Entre los primeros: radiocarbono, termoluminiscencia, series de uranio, isótopos cosmogénicos, racemización de aminoácidos, luminiscencia estimulada por infrarrojos, resonancia de electrospín. Los indirectos son fundamentalmente el paleomagnetismo y los isótopos del O y C. Se utilizan según el tipo de material disponible y la precisión varía de una técnica a otra. Varios de estos métodos están en desarrollo experimental, pero su aplicación en el futuro promete revolucionar nuestro conocimiento e interpretación de los cambios ambientales (Stokes, 1997).

Otra importante circunstancia se deriva del conocimiento del tiempo requerido para que las formas del relieve se ajusten a las nuevas condiciones climáticas (Trudgill, 1976b). Algunos autores señalan que algunas morfologías pueden perdurar durante largos periodos de la historia de la tierra. Así, Twidale (1978) indica que el famoso *inselberg* de Ayers Rock en el desierto australiano ha permanecido desde el Mesozoico superior-Cenozoico inferior hasta la actualidad. Por el contrario, las áreas de cárcavas y los campos de dunas activos experimentan una continua y rápida evolución. Esta persistencia o modificación de los modelados es función, entre otros factores, de su situación espacial dentro de las zonas morfoclimáticas. Así, las formas del relieve ubicadas en ambientes hiperáridos se habrán modificado poco o nada por los cambios climáticos cuaternarios (parálisis erosiva de Oberlander, 1997). En contraposición, los modelados existentes en áreas de tránsito estarán claramente afectados por las variaciones temporales de la circulación atmosférica global, que traen consigo una migración de los límites de los cinturones climáticos. Estas últimas zonas son las más

**FIGURA 19.4** En primer término, terrazas escalonadas del río Jachal, que presenta morfología *braided*, y al fondo relieves estructurales correspondientes a la Precordillera de los Andes, de los que arrancan sistemas de glaciares. Entre Rodeos y San José de Jachal (provincia de San Juan, Argentina).





adecuadas para intentar reconstruir los cambios climáticos que han tenido lugar en épocas recientes de la historia de la Tierra.

Tal y como indican Chorley *et al.* (1984), el cambio climático es una de las materias fundamentales en la que el geomorfólogo se siente profundamente ignorante. Según estos autores, esto se debe fundamentalmente a los

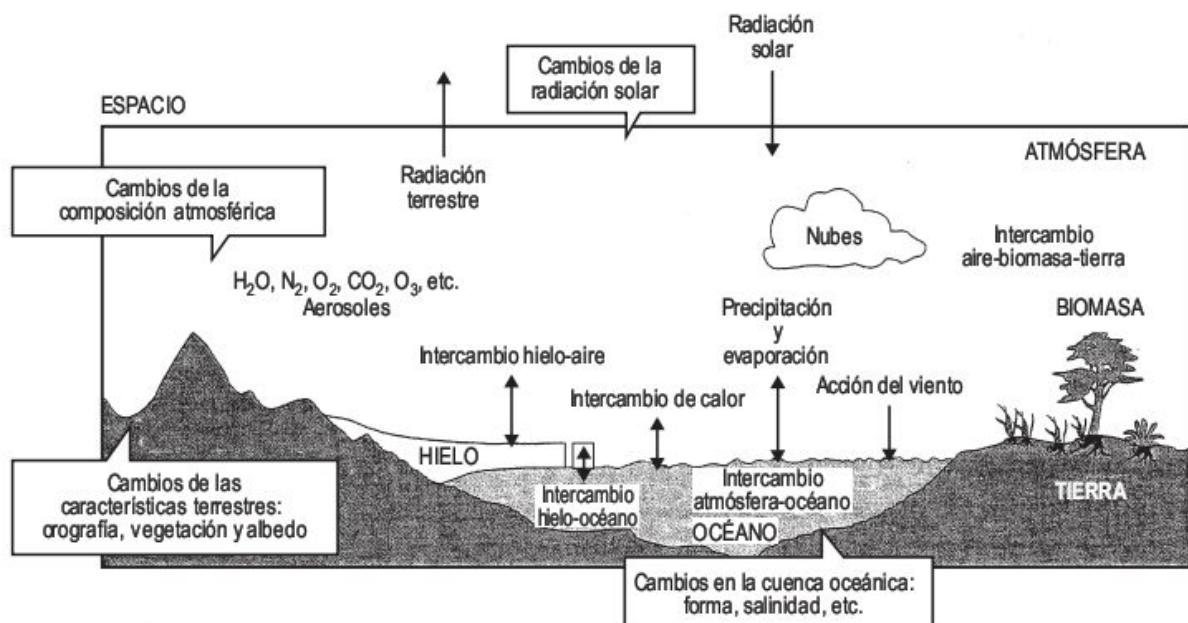
continuos cambios climáticos a lo largo de la historia de la tierra, a que los mecanismos del cambio operan de una forma compleja, a los diversos modos de manifestación del cambio climático y, finalmente, a la falta de conocimiento sobre qué aspectos del clima son los más significativos en la generación de los procesos erosivos y acumulativos.

## 19.2 El sistema climático de la Tierra

A diferencia de otros planetas cercanos, las condiciones de temperatura y composición atmosféricas son únicas en el Sistema Solar y quizás en el Universo. Estas condiciones son extremadamente favorables y necesarias para la persistencia de la vida y resultan de una evolución biológica, durante millones de años, que llega a formar un conjunto de interacciones biogeoquímicas que originan el sistema climático de nuestro planeta (Lovelock, 1988). La energía que intercambia nuestro planeta procede de la radiación solar recibida y de la que se disipa en los diferentes componentes del sistema climático. El movimiento de los fluidos terrestres se efectúa a través de células convectivas (atmósfera) y de corrientes (océanos) que transportan el calor del ecuador a los polos. Cualquier alteración del sistema climático terrestre (Fig. 19.5) trae consigo ajustes entre sus componentes que enlazan recíprocamente por

interacciones complejas, que resultan de una gran variedad de mecanismos de alimentación (Comín y Rodríguez-Arias, 2003).

Las variaciones atmosféricas de semanas o de años facilitan una rápida mezcla de toda la atmósfera, debido a las propiedades dinámicas del aire. Los procesos oceánicos son más lentos debido a que el agua marina es más viscosa que el aire. Se calcula que la variabilidad temporal fluctúa de un mes a 4.000 años. Muchas de las interacciones atmósfera-océano varían de décadas a siglos, que es el intervalo de tiempo de mayor interés para las predicciones climáticas. Es fundamental conocer los mecanismos de estas interacciones para comprender el clima del pasado y predecir el futuro, bien a partir de los datos obtenidos o mediante los modelos climáticos (Comín y Rodríguez-Arias, 2003).



**FIGURA 19.5** Esquema que ilustra el sistema climático de la Tierra, con algunos ejemplos (recuadros) de procesos físicos y biológicos relacionados con el clima y el cambio climático (Comín y Rodríguez-Arias, 2003).



Esta variación del clima nos resulta muy familiar, ya que estamos acostumbrados a modificaciones temporales de precipitación y temperatura a escala de la vida humana. Así, por ejemplo, en el verano de 2002 se produjeron fuertes lluvias torrenciales e inundaciones en Europa e India, mientras que en Europa en el verano de 2003 las temperaturas se elevaron considerablemente con grandes riesgos para la vida de las personas. En el verano de 2007 Inglaterra se vio afectada por importantes inundaciones, mientras que el sureste de Europa sufría una ola extrema de calor con pérdidas de vidas humanas y extensos y devastadores incendios, sobre todo en Grecia. Estas variaciones de corta duración forman parte de cambios más profundos y de mayor amplitud temporal.

Para el estudio del cambio climático, numerosos científicos han llevado a cabo investigaciones sobre la variación de los climas en los últimos 400.000 años y particularmente sobre el registro climático de los pasados 150 años. Una gran parte de los científicos han predicho un próximo y cercano calentamiento promedio de 2 °C para el año 2010, debido a los denominados **gases de efecto invernadero**. Estos gases son vapor de agua ( $H_2O$ ), dióxido de carbono ( $CO_2$ ), óxido nitroso ( $N_2O$ ), metano ( $CH_4$ ), clorofluorcarbonados y ozono ( $O_3$ ). Estos han aumentado en los últimos tiempos y han producido un calentamiento, fundamentalmente debido al dióxido de carbono, que constituye el 64% de los gases invernadero. El  $CO_2$  es prácticamente transparente a la radiación solar de onda corta y absorbe una gran parte de la radiación de onda larga. Por consiguiente, es uno de los factores que producen el efecto invernadero, incrementando la temperatura de la superficie terrestre y de la baja atmósfera. Por todo ello, un aumento en la cantidad de  $CO_2$  conduce a un calentamiento global (Budyko, 1982).

A lo largo de la historia, las concentraciones en la atmósfera de gases de invernadero han sufrido profundas modificaciones, que han ocasionado cambios climáticos. Las épocas más cálidas están relacionadas con un mayor contenido en gases de invernadero y, por el contrario, los periodos más fríos corresponden con valores menores de estos gases. Todo ello acaeció durante decenas de miles de años. En épocas recientes, los cambios inducidos por el hombre en la composición atmosférica se han producido a escala de décadas (Ramanathan, 1988). Cuando los científicos utilizan coloquialmente el término cambio climático, definido por United Nations Framework Convention on Climate Change, lo hacen refiriéndose a la etapa post-industrial. Por consiguiente, el cambio climático se atribuye,

en este caso, a actividades humanas que modifican la composición atmosférica.

Generalmente, estas actividades humanas producen gases de efecto invernadero que contribuyen al cambio climático. Con el fin de determinar los efectos de estos gases en el clima terrestre necesitamos conocer la cantidad total, sus fuentes naturales y humanas en la atmósfera, las tasas de pérdida naturales, su pasado y las estimaciones de aumento, así como sus capacidades de calentamiento individual y acumulativo. La Tabla 19.1, presentada por Hardy (2003), refleja los tipos de gases de invernadero, la evolución de sus concentraciones, la duración en la atmósfera, las fuentes antrópicas y el calentamiento global potencial.

El vapor de agua, al absorber el calor de la atmósfera, constituye la más importante contribución al efecto invernadero. El  $CO_2$  es un componente de la atmósfera y forma parte de la mayoría de las reacciones bioquímicas. La Figura 19.6 señala el ciclo global del carbono, que indica las reservas de GtC (G es giga =  $10^9$ ) en recuadros y los flujos (GtC/año) con flechas, en relación con la perturbación antropogénica durante el periodo 1980 a 1989, expresada en medias anuales (Schimel *et al.*, 1996). En los últimos 150 años las actividades humanas han incrementado la cantidad de  $CO_2$  en la atmósfera por la combustión de carbón, petróleo y gas, pero la reserva de los combustibles fósiles es pequeña comparada con los elevados valores contenidos en la biota del suelo, y sobre todo en el gran almacén de las aguas oceánicas. Aproximadamente, en la actualidad, se emiten cada año a la atmósfera 6,5 (GtC) de  $CO_2$  y las concentraciones de dióxido de carbono siguen incrementando. A nivel global, más del 80% de las emisiones de  $CO_2$  antrópicas proceden del transporte y de las industrias. El 20% restante deriva de la deforestación y de la quema de la biomasa. La mitad de los bosques han sido destruidos en la segunda mitad del siglo XX. A esto hay que añadir la combustión de carbonatos para producir cemento y este proceso libera  $CO_2$  a la atmósfera. A finales del siglo pasado, la concentración de  $CO_2$  en la atmósfera se ha elevado un 31% con respecto a la época industrial y aumenta 0,05% cada año (Hardy, 2003). La cantidad actual de dióxido de carbono no ha sido superada en los últimos 420.000 años o quizás incluso 20 millones de años (Houghton *et al.*, 2001).

El metano ( $CH_4$ ) representa una pequeña parte que aumenta en 1,1% por año y proviene de las actividades antrópicas, que por orden de importancia son las granjas, cultivos de arroz, combustión de petróleo y gas, residuos sólidos y minería del carbón. Aunque en menor proporción, el óxido nitroso ( $N_2O$ ) tiene una duración en la at-



**TABLA 19.1** Los principales gases de efecto invernadero  
(UNEP 2001. United Nations Environment Programme: Introduction to Climate Change).

Gases de efecto invernadero	Fórmula química	Concentración preindustrial (ppbv)	Concentración en 1994 (ppbv)	Duración atmosférica (años) <sup>a</sup>	Fuentes antropogénicas	Calentamiento global potencial (GWP) <sup>b</sup>
Dióxido de carbono	CO <sub>2</sub>	278.000	358.000	Variable	Quemas de combustibles fósiles Cambio de uso del suelo Producción de cemento	1
Metano	CH <sub>4</sub>	700	1.721	12,2 ± 3	Combustibles fósiles Arrozales Basureros Granjas	21 <sup>c</sup>
Óxido nitroso	N <sub>2</sub> O	275	311	120	Fertilizantes Procesos industriales Combustión	310
CFC-12	CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	0	0,503	102	Líquidos refrigerantes Espumas	6.200-7.100 <sup>d</sup>
HCFC-22	CHClF <sub>2</sub>	0	0,105	12,1	Líquidos refrigerantes	1.300-1.400 <sup>d</sup>
Perfluoro-metano	CF <sub>4</sub>	0	0,070	50.000	Producción de aluminio	6.500
Hexa-fluoruro de azufre	SF <sub>6</sub>	0	0,032	3.200	Fluidos dieléctricos	23.900

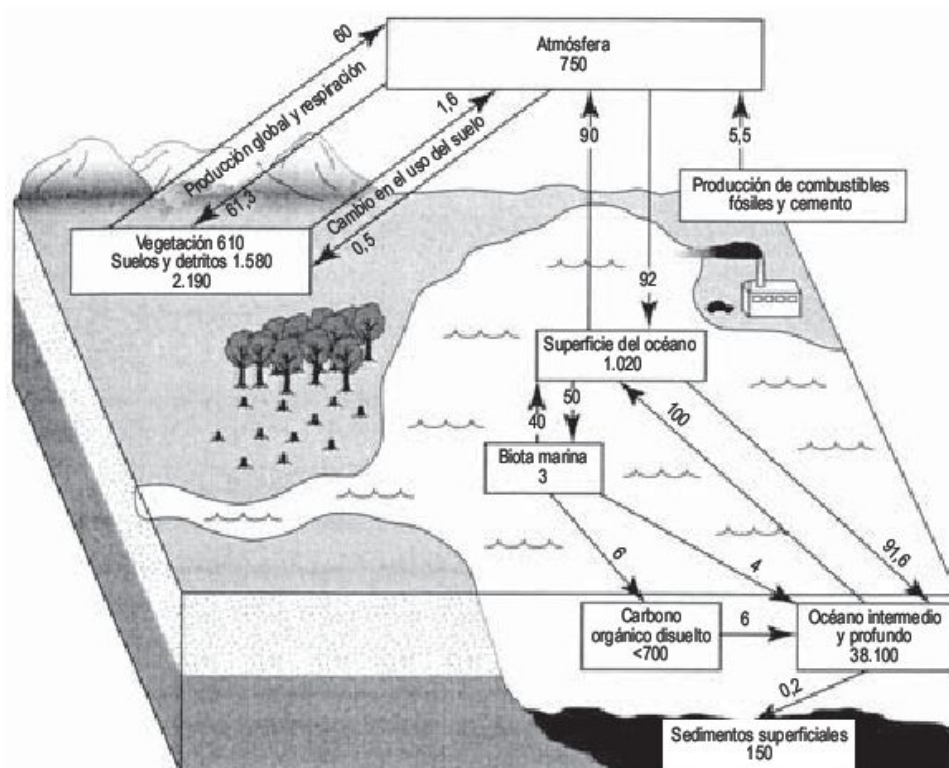
Nota: ppbv = partes por 1.000 millones en volumen; 1 ppbv de CO<sub>2</sub> en la atmósfera terrestre equivale a 2,13 millones de toneladas de carbono.

<sup>a</sup> No se puede calcular la duración del CO<sub>2</sub> a causa de las diferentes tasas de respuesta en los distintos procesos de disminución.

<sup>b</sup> Calentamiento Global Potencial (GWP) para 100 años.

<sup>c</sup> Incluye los efectos indirectos de la producción de ozono troposférico y de vapor de agua estratosférico.

<sup>d</sup> GWP neto (p.ej. incluye los efectos indirectos debido a la disminución del ozono).



**FIGURA 19.6** Ciclo global del carbono, indicando las reservas (en GtC) y flujos (GtC/año) y la perturbación antropogénica en el periodo 1980-1989. Los números representan cifras aproximadas y los flujos pueden fluctuar significativamente de un año a otro (Schimel *et al.*, 1996).



mósfera de 170 años, aumenta en 0,25% por año y contribuye significativamente al calentamiento global. Los compuestos clorofluorcarbonados (CFCs) e hidroclorofluorcarbonados (HCFCs) se utilizan en refrigeración, aerosoles, etc. En la atmósfera destruyen la capa de ozono estratosférica, que protege a la Tierra de la radiación ultravioleta y además constituyen gases invernadero (Houghton *et al.*, 2001).

### 19.3.1 Consecuencias del cambio climático

Los datos expuestos ponen de manifiesto cambios en el clima, fundamentalmente en la temperatura, que afectan a los sistemas físicos y biológicos de muchas partes del mundo. Los sistemas naturales pueden ser especialmente vulnerables al cambio climático, debido a su capacidad de adaptación limitada y, otros sistemas, pueden sufrir daños

significativos e irreversibles. Mientras que algunas especies pueden aumentar su población por el cambio climático, otras, por el contrario, presentan riesgo de extinción, en particular aquellas especies vulnerables (Callahan, 2002). Es evidente que la extensión geográfica de los daños o pérdidas y el número de sistemas afectados se incrementará con la magnitud y celeridad del cambio climático. En todo ello, juegan un papel importante la sensibilidad, capacidad de adaptación y vulnerabilidad al cambio climático (McCarthy *et al.*, 2001). De todo ello parece deducirse que estamos ante una crisis ambiental planetaria..., en la que el cambio climático no es más que la fiebre de un planeta enfermo (Delibes y Delibes de Castro, 2005).

Como consecuencia de estos cambios se modificarán los procesos geomorfológicos y determinados modelados, tal como se indica en la Tabla 19.2 (Goudie, 2004i). Como indica este autor, nuestro conocimiento de las relaciones entre algunos procesos geomorfológicos y las condiciones

**TABLA 19.2** Algunas consecuencias geomorfológicas del calentamiento global (Goudie, 2004a).

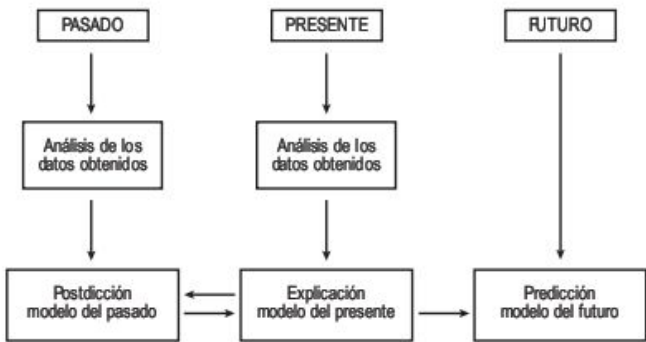
<b>Hidrológicas</b>
<p>Aumento de la pérdida por evapotranspiración</p> <p>Aumento del porcentaje de precipitación pluvial a costa de la nieve invernal</p> <p>Aumento de la precipitación nival en latitudes muy altas</p> <p>Posible aumento del riesgo de ciclones (mayor proliferación, frecuencia e intensidad)</p> <p>Cambios en el estado de las turbas y de las zonas húmedas</p> <p>Menor uso del agua por la vegetación debido al aumento del efecto CO<sub>2</sub> en el cierre de los estomas</p>
<b>Controles de la vegetación</b>
<p>Cambios importantes en la extensión latitudinal de la biomasa</p> <p>Reducción de los bosques boreales, aumento de estepas, etc.</p> <p>Grandes cambios en la distribución altitudinal de los tipos de vegetación (aprox. 500 m cada 3 °C)</p> <p>Incremento del crecimiento por fertilización mediante CO<sub>2</sub></p>
<b>Criosféricas</b>
<p>Permafrost, descomposición, termokarst, aumento de la potencia de la capa activa, inestabilidad de laderas, márgenes de ríos y líneas de costa</p> <p>Cambios de las tasas de ablación y acumulación en los glaciares y casquetes de hielo</p> <p>Fusión del hielo de la banquisa</p>
<b>Costeras</b>
<p>Inundación de zonas de poco relieve (incluyendo zonas húmedas, deltas, arrecifes, <i>lagoons</i>, etc.)</p> <p>Retroceso costero acelerado (particularmente en playas arenosas)</p> <p>Cambios en la tasa de crecimiento de los arrecifes</p> <p>Extensión de los manglares</p>
<b>Eólicas</b>
<p>Aumento de actividad de las tormentas de polvo y movimiento de dunas en áreas con déficit de humedad</p>
<b>Erosión del suelo</b>
<p>Cambios en la respuesta debido a modificaciones en los usos del suelo, incendios, cobertura vegetal natural, erosividad por lluvia, etc.</p> <p>Cambios resultantes de la modificación de la erodibilidad del suelo (p.ej. contenido en sodio y en materia orgánica)</p>
<b>Subsidencia</b>
<p>Desecación de arcillas bajo condiciones de veranos secos</p>



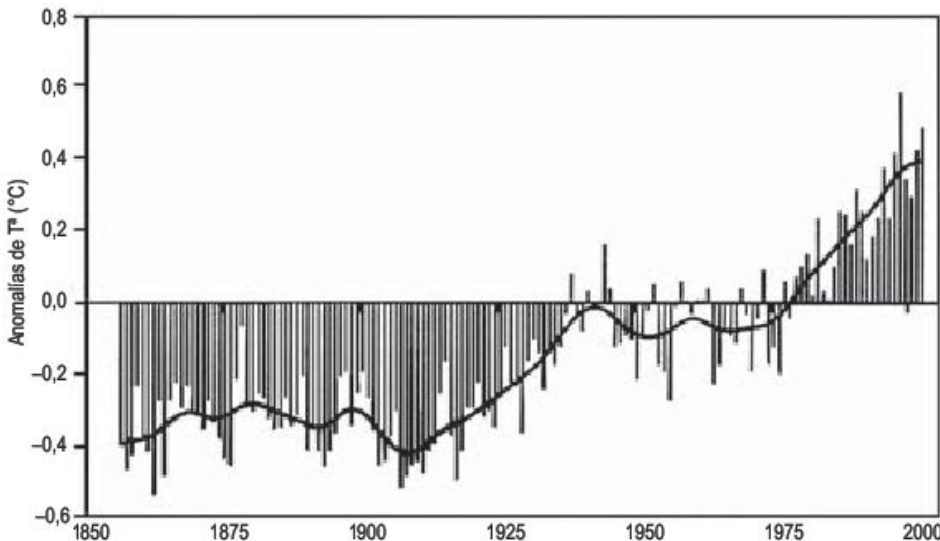
dimáticas nos lleva a la conclusión de que algunos ambientes geomorfológicos responderán sustancialmente y todo ello tendrá numerosas consecuencias para la ocupación por los hombres de estos ambientes.

### 19.3.2 Predicción del cambio climático

La predicción del cambio climático se basa en los conocimientos aportados por los cambios climáticos del pasado geológico reciente y de los suministrados por las modificaciones de los parámetros relacionados con el clima subactual (Fig. 19.7). Por consiguiente, los científicos del clima deben efectuar una extrapolación. Sin duda, «esta extrapolación implica la proyección de información conocida de relaciones vinculadas con este propósito. Por lo tanto, cuando las condiciones son conocidas y entendidas y cuando se ha establecido la historia de las situaciones, las predicciones se pueden efectuar con algún grado de confianza... Los científicos de la tierra se encuentran con la dificultad de explicar y predecir el comportamiento de los sistemas abiertos complejos» (Schumm, 1991).



**FIGURA 19.7** Diagrama que ilustra cómo se utiliza la información del presente y del pasado para construir modelos del pasado, presente y futuro (Schumm, 1985a).



**FIGURA 19.8** Temperaturas globales del aire, reconstruidas a partir de los datos instrumentales durante el período 1850-2000. Climatic Research Unit (en Aguilar *et al.*, 2005).

Para recapitular sobre el concepto de calidad de una hipótesis científica se debe tener en cuenta las dos posibilidades de probabilidad:  $P_C$  – probabilidad de que la hipótesis es cierta y  $P_F$  – probabilidad de que la hipótesis es falsa. La suma de estas dos probabilidades es la unidad, por lo tanto, a medida que aumenta  $P_C$ , disminuye  $P_F$ . Ninguna puede tener el valor cero (Strahler, 1987). Este autor considera que en las ciencias de la tierra todas las hipótesis, excepto las más simples, tienen un cierto grado de incertidumbre. Sin duda, el problema es determinar las probabilidades de llevar a cabo una extrapolación adecuada.

Durante las últimas décadas se ha llevado a cabo un enorme esfuerzo tecnológico e investigador para tratar de explicar las posibles causas del cambio climático, con el fin de intentar predecir su tendencia futura, lo cual ayudará a tomar medidas de mitigación. Para ello, se han desarrollado modelos físico-matemáticos del clima que simulan la dinámica fundamentalmente de la atmósfera y el océano (Gutiérrez y Pons, 2006).

Con el fin de coordinar estas investigaciones la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) constituyeron en 1988 el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (siglas inglesas de IPCC), constituido por más de 300 expertos, que trabajan en tres grupos: bases científicas; impactos, adaptación y vulnerabilidad; y mitigación. Han publicado sus conclusiones en diferentes volúmenes (Houghton *et al.*, 1990, 1996, 2001) y se espera la publicación de *Climate Change 2006*, a finales de 2007.

En la etapa que comprende los últimos quinientos años se reconoce, fundamentalmente en el hemisferio norte, un periodo frío, que corresponde a la Pequeña Edad del Hielo (Grove, 1988, 2004; Fagan, 2000), cuyo enfriamiento fue menor de 1 °C y se desarrolló con algunas oscilaciones entre 1350 y 1830 (Fig. 19.3e). El **registro instrumental** de las estaciones meteorológicas señala que entre 1850 y 2000 (Fig. 19.8) la temperatura se elevó 0,6 °C



(Folland *et al.*, 2001) correspondiendo los periodos de máximo calentamiento a 1910-1945 y desde 1976 hasta la actualidad. Las temperaturas de la superficie del mar han experimentado pulsaciones similares, aunque las variaciones y tendencias han sido menos pronunciadas (Aguilar *et al.*, 2005). Entre 1945 y 1976 se reconoce más de un enfriamiento en la estratosfera. La mayoría de los modelos elaborados para el siglo xx han omitido esta característica anómala (Weaver, 2003), aunque recientemente parece explicarse por la presencia de aerosoles de azufre emitidos en erupciones volcánicas explosivas (véase Capítulo 4).

Con el fin de simular la evolución del sistema climático, ha sido necesario desarrollar modelos numéricos complejos, denominados **modelos climáticos globales**, que permiten representar la respuesta del clima a diferentes escenarios futuros de emisión y, de este modo, estimar el cambio climático futuro. Estos modelos no son perfectos. La capacidad de los mismos para estimar los cambios climáticos venideros depende fundamentalmente del conocimiento de los procesos físicos y químicos del sistema climático, que son fundamentalmente la atmósfera y el océano. Se lleva a cabo una separación espacial en celdillas tridimensionales en las que se incluyen ecuaciones diferenciales complejas. A partir de unos valores iniciales, se resuelven estas ecuaciones para cada variable. Con posterioridad, se llevan a cabo aproximaciones enlazando los valores de cada celdilla. La separación entre las celdillas es de 2°-5° (250 km) en la atmósfera y de 1°-5° (50-250 km) en el océano; la componente vertical es de 1-2 km en la atmósfera y de varios cientos de metros en el océano. Las ecuaciones se resuelven generalmente para cada periodo de media hora. Además, se tienen procesos físicos que actúan a tamaño menor que las celdillas y se resuelven aproximadamente por la técnica de parametrización. Estos modelos climáticos globales necesitan computadoras muy potentes para realizarlos. Los centros más importantes son el *Hadley Center for Climate Prediction and Research* (London, Reino Unido) y el *Max Planck Institute for Meteorology* (Hamburg, Alemania), (Houghton *et al.*, 2001; Bigg, 2003; Hardy, 2003; MacCracken, 2005; Gutiérrez y Pons, 2006; entre otros). Mediante la utilización de los modelos climáticos ha sido posible determinar la influencia antrópica, debida a los gases de invernadero, en el clima actual.

### 19.3.3 Evolución de las principales aportaciones del cambio climático e incertidumbres

En la reunión llevada a cabo en 1990, patrocinada por las Naciones Unidas, se elaboró un informe por el Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) (Houghton *et al.*, 1990). Se señalaron en función de diversos modelos que, como consecuencia del incre-

mento de los gases de invernadero, las temperaturas pueden elevarse 0,3 °C por decenio para el mayor de los supuestos. Como consecuencia de ello se podría producir la fusión parcial de los casquetes de hielo y el nivel del mar experimentaría una elevación media de 5-6 cm, también durante una década.

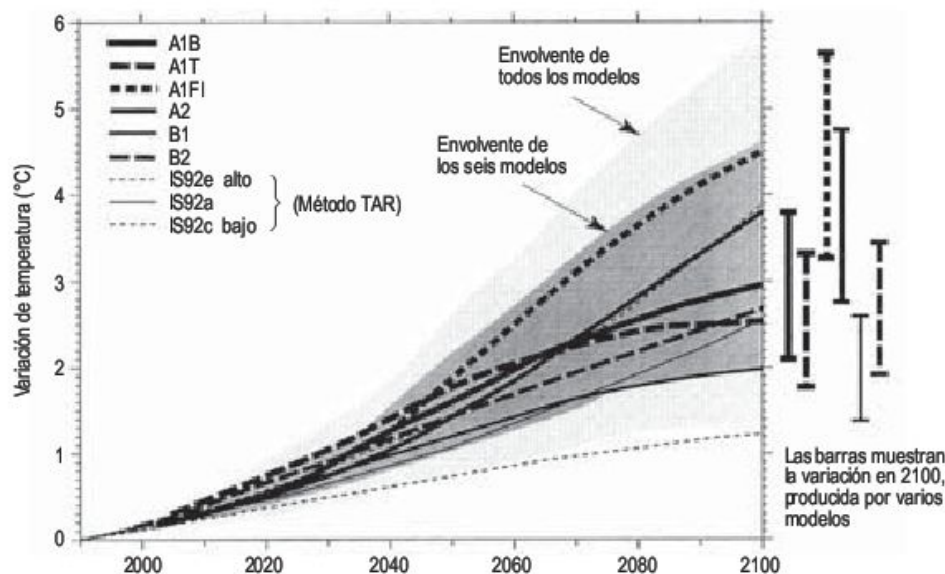
Desde el IPCC de 1990 al de 1995 (Houghton *et al.*, 1996) se han llevado a cabo notables progresos en la aplicación de modelos de simulación y métodos estadísticos más poderosos, así como también la consideración de los efectos de los aerosoles de sulfatos y la reducción de ozono estratosférico como de carácter antrópico y de clara incidencia en el cambio climático (Santer *et al.*, 1996). Todas estas investigaciones han conducido al IPCC de 1995 al desarrollo de nuevos supuestos para el periodo de 1990-2100 basados en diferentes hipótesis. En el informe de 1996 (Houghton *et al.*, 1996) solo se utilizaron 6 posibles supuestos (*scenarios*) para predecir el aumento de temperatura en el año 2100. Para el supuesto medio (IS92a) se estima un aumento de unos 2 °C de la temperatura del aire en el año 2100, y de 1 y 2,5 °C para los supuestos extremos (IS92c y IS92e). La elevación del nivel del mar por la fusión de las masas de hielo y la expansión térmica de los océanos se calculó para el 2100 en 50 cm en el supuesto IS92a y de 15-95 cm para los otros dos supuestos extremos (Houghton *et al.*, 1996). Estos nuevos valores reducen considerablemente los pronósticos más catastrofistas del IPCC de 1990. Esta importante disminución se debe en gran parte a la inclusión en los trabajos de predicción de los aerosoles de sulfatos y a la aplicación de nuevos modelos atmósfera-océano.

No obstante, Houghton *et al.* (1996) señalan que en las predicciones sobre el futuro del clima «permanecen importantes incertidumbres», que nacen de estimaciones elucubrativas de las emisiones de gases futuros, de la representación en modelos de procesos climáticos (como los asociados a nubes, océanos, hielo marino y vegetación) y de la recogida sistemática de variables del sistema climático. Además, los cambios climáticos cortos y rápidos son difíciles de predecir, debido a la carencia de linealidad del sistema climático, lo que puede conducir a numerosas sorpresas.

En las Bases Científicas del Cambio Climático 2001 (Houghton *et al.*, 2001) se proponen seis curvas diferentes de incremento de la temperatura para 6 supuestos y en total se estudian 35 supuestos (Fig. 19.9) (Cubash y Meahl, 2001). El rango de fluctuación de la temperatura media global, para el periodo 1990-2100, indicado por los seis supuestos está comprendido entre 2,0-4,5 °C y para los 35 supuestos el intervalo es de 1,4-5,6 °C.

Las predicciones de los futuros cambios de nivel del mar, para el periodo 1990-2100, se estiman en 66 cm (Warrick y Oerlemans, 1990). Las variaciones del nivel del mar (Warrick *et al.*, 1996) se valoran para el supuesto IS92a entre 20 y 86 cm para el mismo periodo. Los





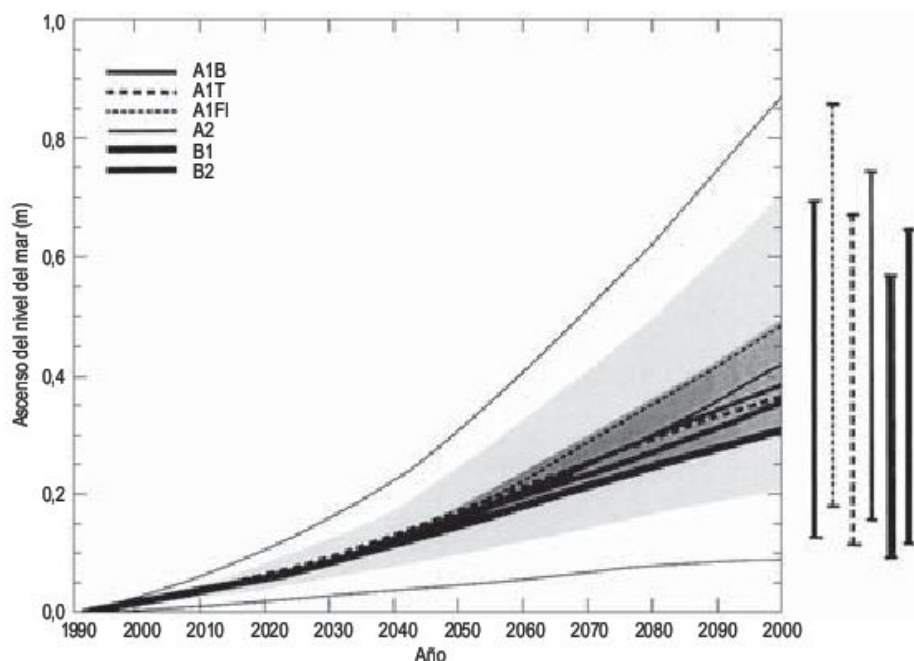
**FIGURA 19.9** Temperaturas medias globales desde 1990 para seis supuestos. Las zonas de tonos grises claros representan las envolventes de 35 supuestos (Cubasch y Meehl, 2001).

cálculos de los futuros cambios del nivel del mar, incluyendo el efecto de las emisiones de aerosoles de sulfatos, para el supuesto IS92a fluctúan entre 11 y 77 cm para el periodo de 1990-2100 (Church y Gregory, 2001), valores algo menores que los indicados en el anterior informe de *Climate Change 1995*. La Figura 19.10 representa la elevación media del nivel del mar global para seis supuestos. La envolvente gris reproduce el rango para 35 supuestos (Albritton y Meira Filho, 2001).

Los científicos que estudian la circulación oceánica y el clima se han unido para formar el WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*) con el fin de constituir el mayor y más comprensivo experimento oceanográfico para llevar a cabo dataciones. Las medidas de satélite, las

observaciones *in situ* y el desarrollo de los modelos contribuirán al primer y verdadero experimento del océano global (Lindstrom y Legler, 2001). Los datos proporcionados por el WOCE son fundamentales para la investigación de la variabilidad y predicción del clima, así como para el desarrollo de los modelos oceánicos (Smith, 2001).

Analizando sucintamente las diferentes propuestas que se contemplan en las publicaciones sobre el Cambio Climático de 1990, 1996 y 2001, se observa que las labores predictivas tienen un elevado componente de **aproximaciones sucesivas**, resultante de un conocimiento cada vez mayor de los factores que inciden en el cambio climático.



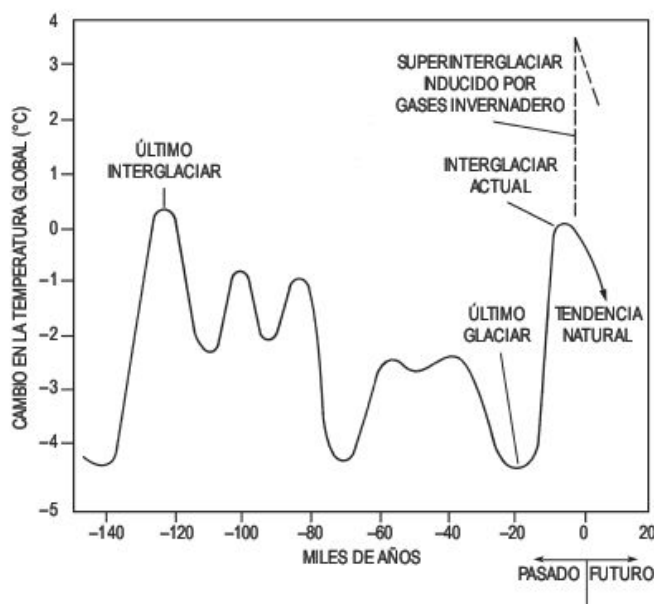
**FIGURA 19.10** Elevación media del nivel medio del mar para seis supuestos y las zonas en gris muestran la media de 35 supuestos (Albritton y Meira Filho, 2001).



No cabe duda de que el conocimiento del cambio climático es una tarea muy compleja, debido a la gran cantidad de variables puestas en juego. Algunas se conocen con una gran aproximación, en otras resulta difícil su conocimiento temporal y, por otra parte, es imprevisible el entendimiento de la incidencia de unas variables con otras. Por consiguiente, el cambio climático ha sido y será siempre un tema de **incertidumbres** y controversias.

Aunque existe entre los científicos un consenso generalizado sobre el advenimiento de un calentamiento global en un futuro próximo, hay algunas opiniones que discrepan sobre este aumento de temperatura o manifiestan algunos juicios dubitativos sobre el tema. Dickinson (1986) señala que los modelos generales de circulación (GCMs) tienen muchas limitaciones y hay que utilizarlos con cuidado. Sundquist (1993) en su estudio de la liberación de CO<sub>2</sub> de los hielos durante el último interglaciar, junto con el balance de la absorción y pérdida de este gas en el océano, señala que existen incertidumbres fundamentales en relación con las consecuencias del CO<sub>2</sub> antropogénico y considera sus efectos mucho más tardíos. Paté-Cornell (1996) indica que los modelos utilizados en el estudio de los efectos del cambio climático global se basan en conocimientos limitados de los fenómenos fundamentales (por ejemplo, el papel de las nubes y de los océanos). Demangeot (1996) considera que las pruebas sobre la cantidad del calentamiento actual del planeta no son convincentes y solicita a los especialistas precisiones sobre la fusión de los casquetes de hielo, papel de la deforestación, etc.

Embleton (1989) pone de manifiesto que la predicción de los cambios climáticos para las próximas décadas o siglos es tremendamente difícil. Es evidente que el CO<sub>2</sub> ha aumentado considerablemente desde 1750 según los datos suministrados por las investigaciones de los testigos de hielo de Siple (Antártida) y también por las medidas de muestras de aire obtenidas desde 1958 en el observatorio de Mauna Loa (Hawái). No hay duda de que este incremento de CO<sub>2</sub> produce un aumento de temperatura. Como hemos indicado las predicciones indican hasta 3 °C por siglo (Houghton *et al.*, 1990). Si éstas se cumplen se producirá un «**superinterglaciar**» provocado por los gases invernadero (Fig. 19.11), que sería el de mayor magnitud de todo el Cuaternario. Para Embleton (1989) y Goudie (1990b) el papel de las aguas oceánicas, que constituyen el gran reservorio de CO<sub>2</sub> y de la biota marina, juegan un papel fundamental en la dinámica reguladora del CO<sub>2</sub> atmosférico. El flujo de dióxido de carbono en el océano depende de la presión de CO<sub>2</sub>, de la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera y de los vientos superficiales. A su vez, la presión de CO<sub>2</sub> está controlada por los procesos de transporte oceánico, procesos geoquímicos y procesos biológicos de la parte superior del océano. A todos ellos hay que añadir el flujo solar incidente y el flujo calorífico latente, que influyen, como los factores anteriores, en la modelización del clima. Por consiguiente,



**FIGURA 19.11** Prognosis de un «superinterglaciar» producido por el calentamiento de los gases invernadero, comparado con las tendencias de las temperaturas naturales para los últimos 140.000 años (Lamont Newsletter 6, en Embleton, 1989).

te, el sistema es muy complejo y la modelización de los flujos de la interfase océano-atmósfera puede estar sujeta a serios errores (Dickinson *et al.*, 1996). A estas dificultades se añaden el escaso conocimiento de la temperatura y salinidad de las aguas profundas, los límites muy próximos entre las corrientes, los remolinos oceánicos y el entendimiento profundo de la circulación termohalina (McBean *et al.*, 1996).

El análisis estadístico de las diferencias de temperaturas máximas y mínimas durante el día para 2.000 estaciones de todo el mundo y un periodo de 40 años, señala que las noches son más cálidas que los días, 0,84 °C y 0,28 °C respectivamente, lo que indica que el calentamiento principal se debe al incremento de las temperaturas nocturnas. Existe una clara relación estadística que señala que la **cubierta de nubes** parece ser la responsable de estas circunstancias (Henderson-Sellers, 1992), ya que las nubes regulan las temperaturas nocturnas al controlar la emisión de onda larga. Durante este siglo la nubosidad ha aumentado 3,4-9,4%, posiblemente como consecuencia del incremento de núcleos de condensación debidos a la polución del aire. Esto explica el menor porcentaje de nubes sobre los océanos que en los continentes. No cabe duda de que es necesario conocer las variaciones de la nubosidad para llevar a cabo un análisis adecuado del cambio climático futuro.

La **actividad volcánica**, sobre todo la de composición ácida por su elevado grado de explosividad, se manifiesta esporádicamente y ejerce una clara influencia sobre el clima. Si la erupción alcanza proporciones importantes, las



cenizas son impulsadas hacia la estratosfera y participan de la circulación general atmosférica. Las temperaturas superficiales del aire disminuyeron globalmente unos 2 °C después de las cuatro grandes erupciones volcánicas (Kra-katoa, 1883; Santa María, 1962; Agung, 1963 y El Chinchón, 1982). Este enfriamiento se manifestó uno o dos años después de la erupción (Jones y Kelly, 1996), pero hay evidencias de que el efecto de descenso de las temperaturas continuó 5-7 años después (Hansen *et al.*, 1996). En junio de 1991 entró en erupción el volcán Pinatubo, situado en las Islas Filipinas. Los aerosoles volcánicos se extendieron alrededor del planeta y los modelos desarrollados indican que las temperaturas medias globales del aire se redujeron 0,5-1 °C en el hemisferio norte (Self, 2005) y en el verano de 1992 hasta 2 °C por debajo de la temperatura normal (Robock, 2002). Los efectos de la erupción fueron menos evidentes en 1994. Las consecuencias de la actividad volcánica que produce la opacidad de la estratosfera tienen una influencia notable en el clima, aunque de carácter esporádico.

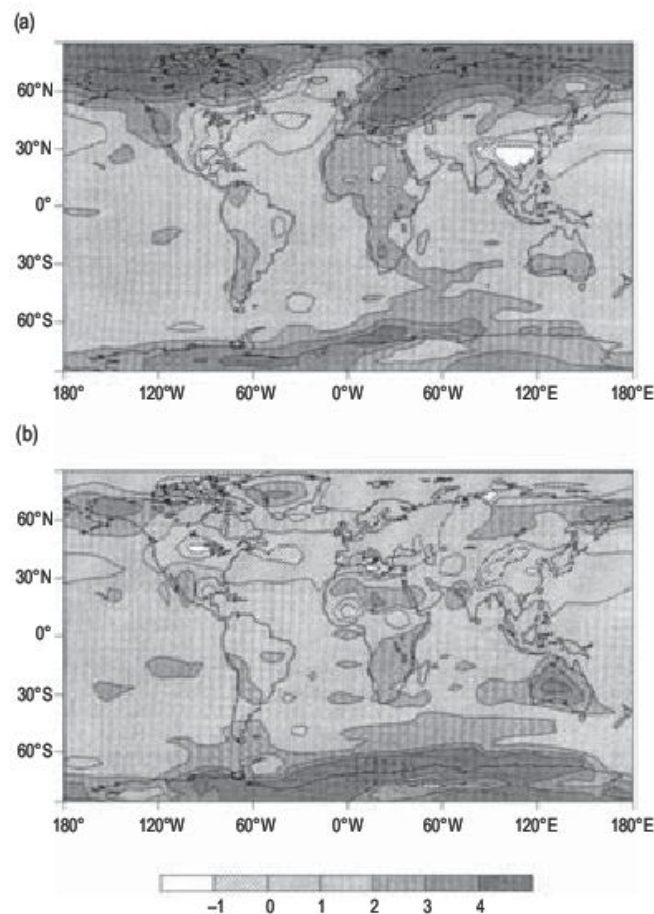
El hombre a través de su actividad industrial y agrícola incrementa considerablemente el **polvo atmosférico**. También se producen grandes cantidades de polvo eólico, que pueden depositarse a enormes distancias en los continentes y océanos. El polvo se eleva a la parte superior de la troposfera e impide la penetración de la radiación solar y como resultado produce un efecto de enfriamiento global (Bryant, 1997).

Durante la década de 1990 se ha dado una importancia adecuada al papel que juegan los **aerosoles de sulfatos** antrópicos en el conjunto de factores involucrados en el cambio climático. Estos aerosoles proceden fundamentalmente de las combustiones de carbón, petróleo y gas y los registros indican que, durante este último siglo, el incremento exponencial de aerosoles de sulfatos es paralelo al de dióxido de carbono. La elevada reflectividad de los aerosoles de sulfatos trae consigo el enfriamiento de la troposfera, tanto para cielos claros como nublados (Pearce, 1994; Santer *et al.*, 1996).

En Houghton *et al.* (1996) se señala la difícil predicción de los **cambios climáticos cortos y rápidos**, lo que algunos autores denominan «sorpresas climáticas» (Jouzel y Lorius, 1999). Se han descubierto variaciones climáticas rápidas durante el último periodo glacial (Alley, 2004; Broecker, 2006). En los diferentes sondeos realizados en el casquete de Groenlandia se registran calentamientos de unos 10 °C, que se manifiestan durante algunas decenas de años, y retornan lentamente a condiciones más frías. Estas secuencias, cuya duración fluctúa entre 500 y 2.000 años, se repiten unas veinte veces a lo largo del último periodo glacial (Bender *et al.*, 1994) y no se limitan solo a Groenlandia. Por otra parte, en los últimos 70.000 años se han reconocido, en los testigos profundos del norte del Océano Atlántico, varias capas con sedimentos de origen glacial procedentes de la fusión de grandes cantidades de *icebergs*. A estas seis etapas sin-

crónicas se las denomina eventos Heinrich (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993, 1997). Estos incrementos de agua dulce y de disminución de la temperatura superficial de las aguas oceánicas, producen modificaciones substanciales de determinados parámetros climáticos. Por consiguiente, la existencia de variaciones climáticas rápidas en épocas pasadas supone la posibilidad de un desencadenamiento imprevisto de este tipo de modificaciones climáticas.

Recientemente, Chilek *et al.* (2004) indican que «desde 1940 los datos suministrados por las estaciones costeras de Groenlandia han experimentado una predominante tendencia al enfriamiento. En el *Summit* de Groenlandia, durante el verano las temperaturas han disminuido a razón de 2,2 °C por década. Esto sugiere que el casquete glacial de Groenlandia y las regiones costeras no siguen la tendencia actual del calentamiento global». Según los modelos de circulación general, las zonas de altas latitudes sufrirán aumentos de temperatura particularmente importantes, estimados en unos 10° (Fig. 19.12). Esta suposición contradice los datos observados por Chilek *et al.*, (2004).



**FIGURA 19.12** Cambios según el modelo general de circulación (GCM) de la temperatura de la superficie desde 1880-1889 a 2040-2049. (a) Diciembre a febrero. (b) Junio a agosto (Houghton *et al.*, 1996).



No cabe duda de que la modelación del cambio climático es incierta y compleja (Schiermier, 2007), debido a la gran cantidad de parámetros que hay que utilizar y además es de difícil comprensión la interferencia entre los mismos. Tenemos un método alternativo para el estudio de los cambios ambientales, que está almacenado en los registros geológicos (Petit-Maire, 1999), en donde podemos obtener datos muy valiosos sobre los cambios climáticos.

Con el fin de estudiar las consecuencias en el relieve para épocas de marcado calentamiento, los investigadores pueden acudir a etapas pretéritas, fundamentalmente al Óptimo Climático o Altitérmico, que se desarrolló hace unos 7.000 BP y compararlo con el máximo del último interglaciario hace unos 130.000 BP (Eemense), para estudiar la respuesta en el relieve durante etapas más cálidas. De este modo, las modificaciones en los modelados, motivadas por el cambio de los procesos bajo estas nuevas circunstancias climáticas, pueden indicarnos el panorama geomorfológico que se avecina y las consecuencias derivadas del mismo. Esta aproximación pronóstica es una importante aportación aplicada de la Geomorfología.

A pesar de las críticas, el calentamiento es real y aún queda por saber en qué medida el incremento de temperatura obedece a tendencias naturales o a la acción del hombre. Se admite, en general, que ambos efectos se superponen, aunque es realmente complejo conocer la participación de estas dos causas (Embleton, 1989).

Sin embargo, la discusión no es acerca de si el cambio climático está producido por el hombre; lo que debe investigarse es la rapidez y la magnitud del cambio, así como cuáles son las implicaciones regionales (Weaver, 2003).

### 19.3.4 Mitigación

La aplicación de medios para mitigar los efectos de los gases invernadero necesita superar muchos problemas técnicos, económicos, políticos, culturales, sociales y/o barreras, que impiden la plena explotación de las opciones tecnológicas, económicas y sociales encaminadas a la mitigación. Las diferencias en la distribución de los recursos tecnoló-

gicos, naturales y financieros entre unas naciones o regiones y otras, así como las diferencias en los costes de mitigación, constituyen con frecuencia una de las claves que se deben considerar en el análisis de las mitigaciones del cambio climático (Metz *et al.*, 2001) (Fig. 19.13).

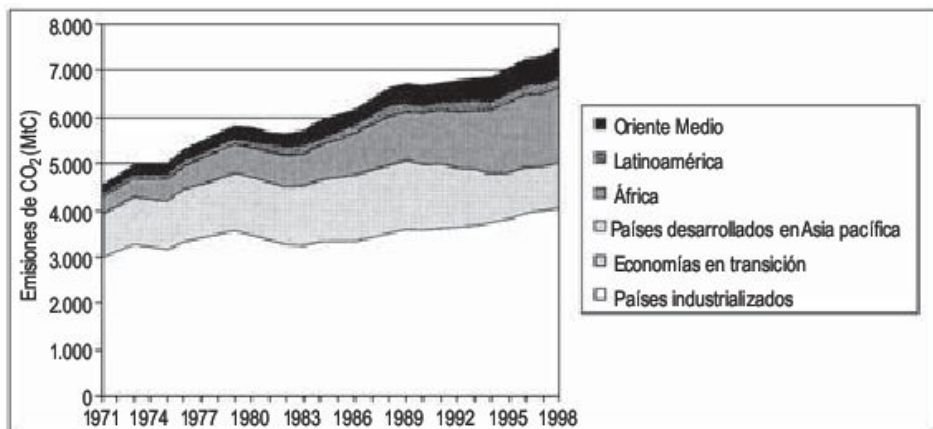
No cabe duda de que hay que tomar decisiones rápidas para reducir los impactos del cambio climático, inducido por el hombre, con el fin de evitar los impactos derivados del mismo. No obstante, existe cierta inquietud entre los científicos, ya que es difícil conocer los efectos colaterales de algunas prácticas de mitigación. Por eso, algunos indican que es «mejor estar seguro que arrepentido» (Hardy, 2003).

Las emisiones de CO<sub>2</sub> han experimentado un aumento del 32% desde 1750 y son la causa fundamental del calentamiento global. Además, la concentración de dióxido de carbono ha alcanzado los máximos valores en los últimos 420.000 años (McGuire *et al.*, 2004). Una de las posibilidades barajadas es el **enterramiento del CO<sub>2</sub>** en formaciones geológicas profundas (White *et al.*, 2004), en reservorios de petróleo abandonados. En el campo petrolífero Sleipner del Mar del Norte se inyecta en una capa de arenisca a 1.000 m bajo el fondo del mar.

Las naciones siguen aprovechando al máximo la energía hidroeléctrica, como es el caso de la Presa de las Tres Gargantas en el río Yangtze (centro-oeste de China), que será la presa más grande del mundo. Producirá 18.000 megavatios de electricidad, equivalente a la tercera parte del consumo del país. El vaso obligará al desplazamiento de 1,3 millones de personas y enterrará a 160 pueblos y ciudades. Sin embargo, el proyecto de la construcción de esta presa conlleva numerosos problemas (Cunningham, 1999).

Las fuentes de energía alternativa (**combustibles renovables no fósiles**) proporcionan en la actualidad un buen recurso para la mitigación, y de su investigación se esperan proyectos próximos de gran importancia. La fibra de madera puede convertirse en alcohol metílico para quemarlo. Un porcentaje considerable de los automóviles en Brasil tienen como combustible alcohol etílico, derivado de la fermentación del maíz. Los vehículos también tie-

**FIGURA 19.13** Emisiones globales de CO<sub>2</sub> por regiones para el periodo 1971-1998 (Metz *et al.*, 2001).





nen la ventaja de no ser robados y exportados a otros países limítrofes, ya que en ellos se carece de este tipo de combustible.

El **viento** constituye otra fuente de energía alternativa. En la actualidad, se han instalado en todo el mundo un elevado número de generadores de aeroelectricidad (Fig. 10.60), aunque representan, en estos momentos, una pequeña parte de la energía eléctrica total, pero su futuro es muy prometedor. La **energía solar** se utiliza en el calentamiento de edificios y poco a poco se va expandiendo. La energía solar también puede producir electricidad utilizando células fotovoltaicas, en las que cristales semiconductores convierten la luz solar en energía eléctrica. Igualmente está en fase de investigación el aprovechamiento de las **olas** y las **mareas** como fuentes de obtención de energía (véase Capítulo 11). Por otra parte, para utilizar la **energía térmica oceánica** (OTEC) se sirve de la energía potencial, representada por las diferencias de temperatura entre las aguas oceánicas profundas y superficiales, para producir electricidad. Para ello se necesita una diferencia térmica de al menos 20 °C. Puede ser útil en islas o zonas costeras localizadas junto a aguas profundas (Hardy, 2003).

Cada fuente de energía tiene ventajas e inconvenientes (Dresselhaus y Thomas, 2001). La ignición de los combustibles fósiles origina gases de invernadero y otros contaminantes. Las centrales hidroeléctricas pueden interferir en las migraciones de los peces y en las inundaciones de extensas áreas. Los generadores de energías solar, eólica, oleaje y mareas y térmica oceánica tienen una limitación geográfica. La energía geotérmica se circunscribe a algunas áreas volcánicas. Finalmente, las centrales nucleares son costosas y producen residuos radiactivos de difícil eliminación.

Asimismo, se investiga en la estimulación del crecimiento del fitoplancton fertilizando los océanos con hierro. El fitoplancton, microscópico y flotante, formado por algas y dinoflagelados, ejerce una acción similar a la de la fotosíntesis en las plantas, es decir, elimina CO<sub>2</sub> de la atmósfera (Watson *et al.*, 2000).

La **energía nuclear**, con numerosos partidarios y detractores, es una fuente alternativa a los combustibles fósiles y mitiga la emisión de gases de invernadero. La energía nuclear suministra globalmente un 17% de electricidad. Francia con un 76% es el mayor productor. Pero presenta muy serios problemas debidos a accidentes, como el de Chernobyl (Ucrania) de 26 de abril de 1986, y la acumulación de residuos radiactivos de alta actividad, que exigen el enterramiento de los mismos en repositorios a muchos cientos de metros de profundidad. En la actualidad, no se conoce en el mundo ningún repositorio en funcionamiento para residuos radiactivos de alta actividad. Una alternativa, en curso de investigación, es la fusión nuclear de hidrógeno, que producirá pocos residuos (Ogden, 1999).

Hemos indicado el enfriamiento global producido por los gases de dióxido de azufre emitidos por la erupción del volcán Pinatubo en junio de 1991. Cruzén (2006), apo-

yándose en esta evidencia, propone bloquear los rayos solares antes de que alcancen la Tierra mediante la introducción cada año de uno o dos millones de toneladas de azufre en la estratosfera, con lo que se controlaría el calentamiento global. Los aerosoles de sulfato pueden enfriar el clima inmediatamente, aunque la reducción de emisiones necesita décadas o generaciones. Los aerosoles enfrían cuando incide la radiación solar. De este modo, se enfriará solo de día y más en verano y en los trópicos. No parece conveniente aplicar esta propuesta de geoingeniería y otras más, cuando todavía no se conocen adecuadamente los modelos de circulación general de la atmósfera (Morton, 2007).

Resulta evidente que el cambio climático es un problema de carácter global, ya que la emisión de gases de efecto invernadero afecta a todos los países y, por consiguiente, la solución debe efectuarse mediante cooperación internacional. Los gobiernos han presentado políticas nacionales y firmado acuerdos sobre la mitigación del cambio climático.

El Protocolo de Montreal de 1987 llevó a cabo un acuerdo con el fin de disminuir la emisión de gases clorofluorcarbonados, que incidían en el ozono estratosférico. Este Protocolo fue ratificado por 80 países y con este acuerdo se redujo significativamente la velocidad de reducción del ozono. Este Protocolo constituye un excelente ejemplo de la efectividad internacional en la resolución de los problemas. En la Conferencia sobre el Medio Ambiente y Desarrollo, patrocinada por las Naciones Unidas, celebrada en Río de Janeiro en 1992, la propuesta fundamental era la de «estabilizar las concentraciones de gases de invernadero en la atmósfera, a un nivel que impida una peligrosa interferencia antropogénica con el sistema climático» (UNCED, 1992).

En el Protocolo de Kyoto de 1997, unos 100 países estuvieron de acuerdo en reducir la emisión de gases de efecto invernadero. Este protocolo lleva implícito la publicación de los planes previstos para cada nación con el fin de paliar los efectos de los gases de invernadero. Algunos países, como Estados Unidos, el mayor productor de gases de invernadero, no han ratificado el Protocolo. Las Academias Nacionales de la Ciencia de 17 naciones han señalado que: «El balance de la evidencia científica demanda llevar a cabo ahora mismo medidas efectivas para impedir cambios perjudiciales al clima de la Tierra» (Science, 2002). El Protocolo de Kyoto pretende primar la investigación y la utilización de energía no contaminantes (eólica, solar, geotérmica, etc.), así como el uso de energía basadas en el hidrógeno.

La situación climática de España es muy variable y de su orografía y situación geográfica deriva la dificultad del establecimiento de previsiones climáticas. Las temperaturas en el siglo XX han experimentado un aumento general y se espera un incremento uniforme a lo largo del siglo XXI, aunque su predicción es numéricamente variable según los supuestos (escenarios) que se contemplan. Las pre-



precipitaciones durante el siglo XX no han sido uniformes y los modelos de predicción desarrollados señalan unas claras discrepancias; no obstante, todos ellos coinciden en una reducción significativa de las precipitaciones totales anuales. Los principales impactos del cambio climático en España están claramente desarrollados en el volumen de la Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático (Moreno, 2005).

En la actualidad, existen varios grupos de investigación en diferentes centros y universidades, que estudian el cambio climático y las diferentes problemáticas derivadas del mismo. También conviene señalar la monografía sobre la Historia del Clima de la Tierra (Uriarte, 2003) en la que se aborda el estudio del clima de una forma global, haciendo hincapié finalmente en el calentamiento del clima

actual. Igualmente, conviene reseñar el estudio de Tecnologías de Lucha Contra el Cambio Climático. Del Carbón al Carbono (Llamas y Romero, 2006). En esta monografía se analiza la combustión del carbón y su problemática derivada. La inquietud sobre el cambio climático no solo es de los científicos, sino de toda la sociedad. Con este fin se celebraron en Santander en 2005 las Jornadas sobre el Cambio Climático y Riesgos Naturales Asociados. Las contribuciones fueron publicadas en la Revista Cuaternario y Geomorfología, volumen 20 (3-4), Zaragoza, 2006.

En el Ministerio de Medio Ambiente se encuentra la Oficina Española de Cambio Climático, que reúne y analiza los trabajos inherentes a esta materia y también sirve de asesora científica en las reuniones y conferencias internacionales que se celebran.

## 19.4 Cambio antrópico

En la actualidad el hombre y sus actividades modifican la faz de la Tierra para obtener recursos y, en ocasiones, origina un paisaje salpicado de colinas, entalladuras, degradado, y en muchos casos de difícil y costosa recuperación. Por otra parte, genera otro tipo de impactos mediante la movilización de grandes volúmenes de rocas, transportadas para usos muy dispares, como la construcción de presas y diques, ubicación de escombreras, establecimiento de áreas de residuos, etc. La mayoría de estas actividades las ha producido el hombre, fundamentalmente hace unos pocos cientos de años, y se ha enfatizado en las últimas decenas de años. Es por estas y otras actividades por lo que se considera al hombre como un agente geomorfológico (Demek, 1973; Nir, 1983). Este último autor engloba estas manifestaciones humanas en el término de **Geomorfología Antrópica**. Haff (2000) considera la **Neogeomorfología** como aquella parte que intenta identificar los principios del cambio del modelado derivados de la fuerza antrópica. Goudie (2004j) denomina **Antropogeomorfología** al estudio del papel humano en la creación y modificación de las morfologías terrestres.

La Tierra está siendo transformada por la acción humana y con anterioridad sus modificaciones se han debido a fuerzas no humanas. El hombre ha surgido como un competidor y, en la actualidad, es el principal agente modificador de la superficie terrestre (Hooke, 1994; Meyer, 1996). En estos momentos «nos encontramos ante una situación sin precedentes en los más de 4.500 millones de años de la vida del planeta: por primera vez existe una especie con capacidad de influir sobre los distintos sistemas naturales, a nivel planetario, con una importancia cualita-

tiva y cuantitativa que pudiera igualar o superar a la de los agentes naturales» (Cendrero, 2003).

Los humanos han alterado enormemente los **ecosistemas terrestres**, a través del desarrollo de la agricultura, modificaciones de los bosques, introducción de especies exóticas y cambios en los ciclos biogeoquímicos (Vitousek *et al.*, 1997). Como consecuencia, los procesos geomorfológicos han acelerado la erosión del suelo y la actividad fluvial. En la actualidad, se ha conseguido un avance importante en el conocimiento de estos procesos y no cabe duda de que los cambios en los mismos producen modificaciones en los ecosistemas (Renschler *et al.*, 2007). Cuando se trabaja conjuntamente con los procesos bióticos y abióticos se impulsa el entendimiento de muchos cambios en los ecosistemas, tal y como se ha comprobado en avances científicos recientes. Sin embargo, los efectos en detalle de la unión entre estos dos procesos son escasamente comprendidos (Scheffer *et al.*, 2001).

### 19.4.1 Cambios en la población y la sociedad a lo largo del tiempo

Ehrlich y Holdren (1971) elaboraron una fórmula, ampliamente utilizada en la actualidad, para reconstruir las fuentes del impacto antrópico. Indican que la presión humana o impacto sobre el ambiente ( $I$ ) es igual a la demanda de recursos terrestres por persona ( $A$ , por abundancia), por el número de personas ( $P$ , población), por el impacto por unidad de utilización del recurso ( $T$ , factor de tecnología). La fórmula es  $I = PAT$  e indica que



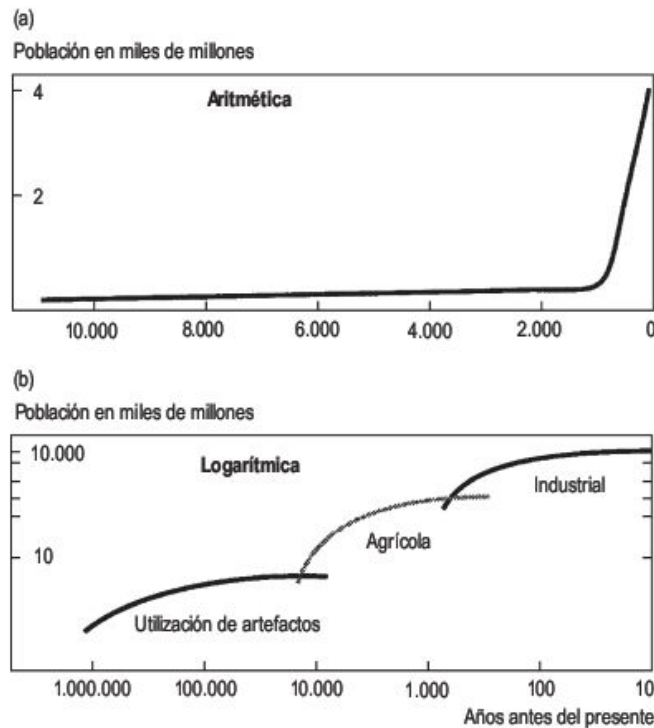
los elevados niveles de impacto están posiblemente asociados con grandes poblaciones humanas. Si son elevados los niveles de consumo y de población (valores altos de  $A$  y  $P$ ), la fórmula indica importantes impactos en el ambiente. Los cambios en la tecnología ( $T$ ) pueden independientemente ampliar o disminuir el impacto al obtener los recursos con una mayor eficacia.

El incremento de la población, los niveles de consumo y la tecnología son los tres argumentos más influyentes del progreso social. En la actualidad el incremento de la población, la riqueza y la capacidad tecnológica constituyen los avances más significativos, que causan cambios ambientales y pretenden aumentar el bienestar de la población. Tienden a ser, como indica Meyer (1996), los tres jinetes del apocalipsis ambiental que han conducido al cambio ambiental a sus peores niveles.

Aunque solo sea sucintamente conviene conocer el desarrollo de la población humana y de las etapas culturales, con el fin de comprender las modificaciones del medio ambiente y los hitos más señalados, relacionados con acciones humanas a través de la historia.

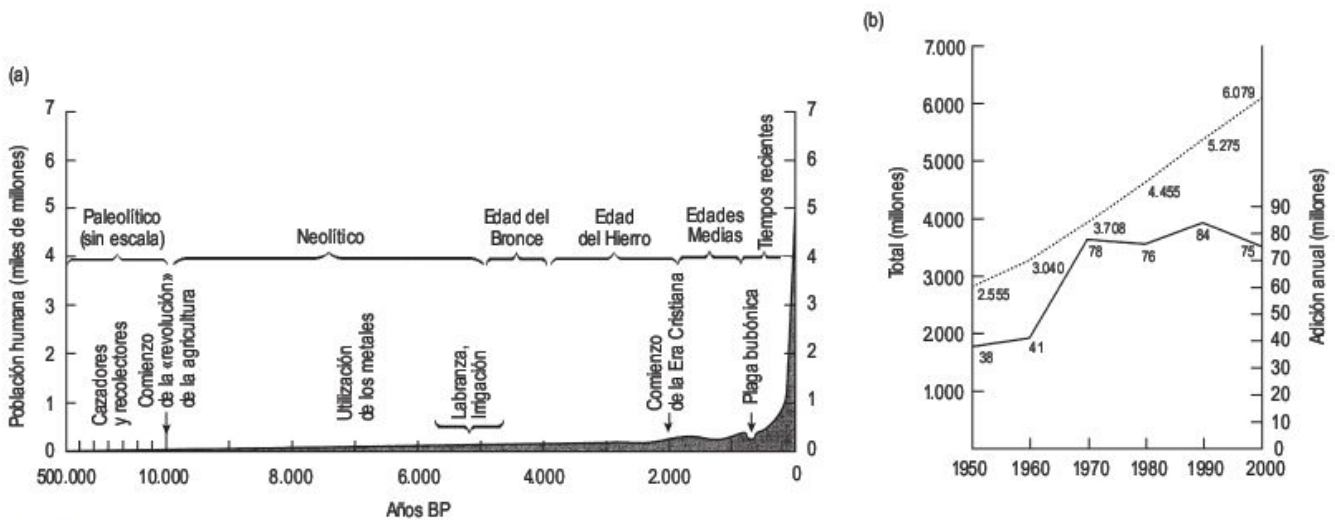
El hombre aparece hace unos tres millones de años en los valles tectónicos (*rift-valleys*) de África oriental (Kenia, Tanzania y Etiopía) y con posterioridad se produjo una lenta expansión por toda la superficie del planeta. El incremento de la población, en los 10.000 últimos años, tiene varias interpretaciones (Fig. 19.14): 1) La población crece lentamente hasta la revolución industrial y a partir de la misma se desarrolla exponencialmente (Demany, 1990). 2) Se diferencian tres revoluciones (invención de los artefactos, agrícola e industrial) en las que los humanos aumentan su capacidad modificadora (Whitmore *et al.*, 1990).

Una de las consecuencias más relevantes de la **Revolución Agrícola** (Fig. 19.15) fue el crecimiento de la población, que se calcula para esta época en unos 5-10



**FIGURA 19.14** Interpretaciones de las tendencias globales de la población. (a) Crecimiento de la población en los últimos 11.000 años (curva aritmética-exponencial) (Demany, 1990). (b) Aumento de la población desde hace un millón de años (Whitmore *et al.*, 1990).

millones de personas. Con anterioridad, los humanos vivían de la caza y de lo que recolectaban, mientras que en el comienzo del Neolítico (hace unos 10.000 años) el hombre empieza a cultivar y también agrupar algunos animales. De este modo, aparece la vida en poblados. Con el



**FIGURA 19.15** (a) Crecimiento de la población en el último medio millón de años (Ehrlich *et al.*, 1977). (b) Crecimiento de la población desde 1950 (Goudie, 2006).



tiempo construyen sus moradas con adobes y, así, los poblados se convierten en ciudades (Hooke, 2000). Otras veces el hombre encuentra acomodo horadando la roca y construyendo su casa en el interior, práctica en desuso que todavía hoy perdura en algunos lugares. La roca es muy poco conductora del calor, por lo que constituye un buen aislante (Fig. 19.16). El crecimiento de la población conlleva la necesidad de una ganadería cada vez más importante y el agotamiento periódico de los pastos por los rebaños provoca la trashumancia. Los pastores que conducen los rebaños hacia los pastos frescos de las montañas han dejado testimonios de la vida cotidiana en esculturas y gran número de pinturas. En las sociedades no industriales también se reconocen impactos en la vegetación, como el producido por el fuego en áreas de sabana (Fig. 18.50) y latitudes medias, el sobrepastoreo (*overgrazing*) y también se salinizan las tierras de zonas áridas sometidas a irrigación, como Irak (Goudie, 2006).

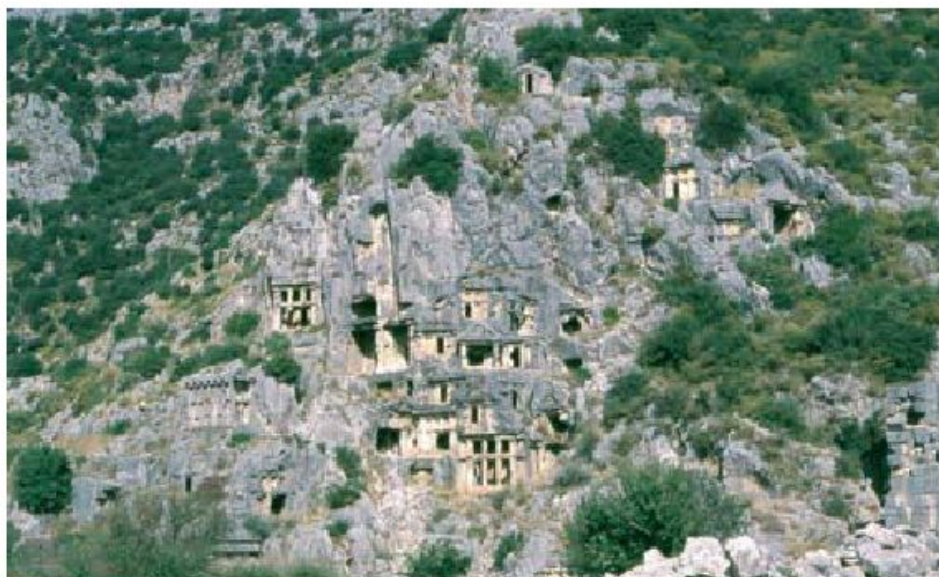
Aproximadamente, hace 4.000 años, el hombre funde el cobre y añade pequeñas cantidades de estaño para endurecerlo y con esta aleación obtiene el bronce, que se utilizó profusamente (**Edad del Bronce**). También se considera de esta época la invención de la rueda, que facilita el transporte de los materiales geológicos, a la vez que empezaron a construirse las primeras calzadas. La **Edad del Hierro** comienza hace 2.500 años y este metal era más abundante y, por lo tanto, más barato. Su uso produjo un gran impacto en la superficie terrestre. La concentración de la población en ciudades de zonas áridas hizo necesario el abastecimiento de agua para su consumo, junto con planes de irrigación. Los egipcios construyeron un canal de 160 km de longitud, que unía los mares Mediterráneo y Rojo. Algunos edificios alcanzaron tamaños gigantescos y las calzadas se extendieron considerablemente, de tal modo que en un periodo de unos 400 años

los romanos pavimentaron 300.000 km de calzadas y carreteras principales. Durante estas épocas la agricultura experimentó una gran expansión, asociada con una importante erosión (Goudie, 1981b, 2006; Hooke, 2000). También surgen las primeras grandes ciudades en Oriente Medio.

La industria, consumidora de recursos y generadora de riqueza, llegó a ser el principal agente de cambio ambiental, especialmente desde la **Revolución Industrial** del siglo XVIII. En los siglos siguientes los ambientes terrestres, acuáticos y atmosféricos han sido afectados por la industrialización y gran concentración de poblaciones humanas, que caracterizan los sistemas urbanización-industria (Mannion, 1997).

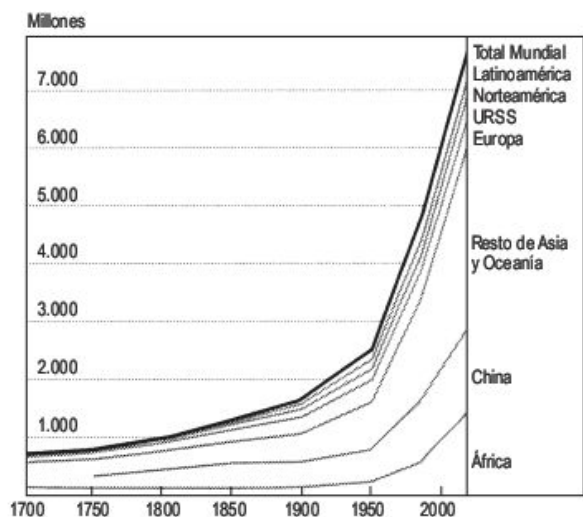
La **población** mundial alcanzó 1.000 millones en 1800 y 2.000 millones en 1930 (Fig. 19.17). Sin embargo, desde la década de 1950 la población se ha expandido hasta los 6.300 millones de la actualidad. Si los niveles de fertilidad permanecen constantes, la población mundial en el año 2300 será de 134 billones de habitantes. Estos números son insostenibles e improbable que sucedan. Uno de los últimos informes sobre la población emitido por el Departamento de Economía y Asuntos Sociales de las Naciones Unidas, prevé que las cifras se estabilizarán en 9.000 millones para el año 2300 (McGuire *et al.*, 2004).

Uno de los grandes problemas de la población es la creciente concentración de las personas en grandes ciudades, conocidas como megalópolis. En la actualidad hay 200 ciudades que superan los dos millones de habitantes. Una parte importante de estas megalópolis están situadas en zonas litorales, que están expuestas a ciclones e inundaciones y, además, su localización coincide con límites de placas litosféricas en las que se manifiestan terremotos, tsunamis, erupciones volcánicas y deslizamientos. En 1950, nueve de las 20 ciudades del mundo estaban situa-



**FIGURA 19.16** Viviendas troglodíticas instaladas en el interior de un macizo calizo. Turquía. Foto F. Gutiérrez.





**FIGURA 19.17** Crecimiento de la población entre 1700 y 1985. Las gráficas predicen la población hasta 2020 (Demeny, 1990).

das en países de baja y media renta per cápita, mientras que la predicción para 2015 se elevaba a 17 (Tabla 19.3) (McGuire *et al.*, 2004).

La rápida **urbanización** parece ser un factor fundamental en el crecimiento de la vulnerabilidad, particularmente en familias de bajas rentas que viven en poblados ilegales. El proceso de urbanización se debe a la presión de los emigrantes sobre ciudades superpobladas, donde las nuevas personas que llegan tienen escasas alternativas para ocupar un espacio seguro. Los riesgos no solo son una parte de los peligros de estas comunidades, sino también son frecuentes la mala nutrición y la débil salud. Además, muchas de las ciudades tienen una elevada proporción de chabolas (favelas en Brasil y ranchos en Venezuela), que están sometidas a terremotos (Lima), inundaciones litorales (Manila), inundaciones por ciclones (Calcuta) y deslizamientos (Bogotá, Río de Janeiro y Caracas), donde viven en laderas muy inclinadas y propensas a los movimientos de masa (Blaikie *et al.*, 1994).

**TABLA 19.3** Las 20 ciudades más grandes del mundo, 1950, 1990, 2015 (predicción) (McGuire *et al.*, 2004).

1950			1990			2015		
Puesto	Ciudad	Población (millones)	Puesto	Ciudad	Población (millones)	Puesto	Ciudad	Población (millones)
1	Nueva York	12,3	1	Tokio	25,1	1	Tokio	28,9
2	Londres	8,7	2	Nueva York	16,1	2	Mumbai	26,2
3	Tokio	6,9	3	Méjico D.F.	15,1	3	Lagos	24,6
4	Moscú	5,4	4	São Paulo	15,1	4	São Paulo	20,3
5	París	5,4	5	Shangai	13,3	5	Dhaka	19,5
6	Rhine-Ruhr	5,3	6	Mumbai	12,2	6	Karachi	19,4
7	Shangai	5,3	7	Los Ángeles	11,5	7	Méjico D.F.	19,2
8	Buenos Aires	5,0	8	Buenos Aires	11,1	8	Shangai	18,0
9	Chicago	4,9	9	Calcuta	10,9	9	Nueva York	17,6
10	Calcuta	4,4	10	Beijing	10,8	10	Calcuta	17,3
11	Osaka	4,1	11	Osaka	10,5	11	Delhi	16,9
12	Los Ángeles	4,0	12	Seúl	10,5	12	Beijing	15,6
13	Beijing	3,9	13	Río de Janeiro	9,7	13	Metro Manila	14,7
14	Milán	3,6	14	París	9,3	14	El Cairo	14,4
15	Berlín	3,3	15	Moscú	9,0	15	Los Ángeles	14,2
16	Méjico D.F.	2,9	16	Tianjin	8,8	16	Yakarta	13,9
17	Mumbai	2,9	17	El Cairo	8,6	17	Buenos Aires	13,9
18	Filadelfia	2,9	18	Delhi	8,2	18	Tianjin	13,5
19	Río de Janeiro	2,9	19	Metro Manila	8,0	19	Seúl	13,0
20	San Petesburgo	2,9	20	Karachi	7,9	20	Estambul	12,3



Entre 1990 y 1999 perdieron la vida unas 300.000 personas y unos 750 millones de seres humanos fueron afectados por huracanes e inundaciones, la mayoría en zonas litorales y muchas de ellas situadas en márgenes destructivos. En la mitad de las megalópolis se pueden alcanzar terremotos de magnitud 7,5 o superiores (Yakarta, Teherán, Estambul, Méjico, etc.). Las pérdidas económicas son mucho más importantes en ciudades de países desarrollados, en los que las consecuencias de los desastres naturales son más de carácter financiero que de pérdidas de vida; por ejemplo, terremotos de San Francisco (1989), Los Ángeles (1994) y Kobe (1995), así como el huracán de Miami (1992).

En el Report de Munich se ha propuesto un índice de peligrosidad. Como era de esperar, Tokio figura a la cabeza de las ciudades de máximo riesgo, seguida a cierta distancia de San Francisco, Los Ángeles, Osaka-Kobe-Kioto, Miami, Nueva York y Hong Kong. El índice proporciona una medida útil de pérdidas potenciales económicas en países desarrollados, pero los índices de peligrosidad más pequeños en estos países indican que el método tiene poca aplicación. Los índices en ciudades como París, Londres, Estambul, Teherán y Yakarta no reflejan claramente la verdadera vulnerabilidad de estas ciudades, ni los grandes daños potenciales relativos a las pérdidas de vida, debidas a inundaciones, huracanes o terremotos (McGuire *et al.*, 2004).

El número de catástrofes naturales está aumentando, fundamentalmente por eventos hidrometeorológicos. El número de desastres se incrementa con el crecimiento de la población mundial y de las chabolas en áreas marginales; desgraciadamente se intensificará en un futuro próximo. Surge una nueva ciencia: la ciencia de las catástrofes ambientales, que requiere buenas cronologías para establecer las conexiones de causa y efecto, pero también se deben establecer enlaces entre las geociencias y las ciencias sociales. Para sobrevivir ante estas catástrofes debemos aprender del pasado, adaptarnos a los cambios ambientales y modificar nuestra forma de vida frente a una naturaleza ensombrecida (Leroy, 2006).

## 19.4.2 Impacto del hombre sobre el ambiente

En algunos de los capítulos precedentes se han analizado los diferentes procesos y formas que derivan de la actividad de la Tierra y en estos capítulos se ha hecho cierto hincapié sobre los riesgos inherentes a los procesos activos. Ciertamente, algunos de estos peligros naturales y antrópicos pueden tratarse con más profundidad, pero únicamente hemos pretendido llamar la atención al lector de las consecuencias que en ocasiones se pueden derivar. No obstante, algunos de estos procesos y resultados serán objeto de atención en este apartado.

Existe una gran variedad de formas originadas por causas inherentes a la acción del hombre. Estas modificaciones del relieve pueden ser de carácter directo, que son de

fácil reconocimiento como las canteras y los vertederos. Otras formas producidas por procesos antropogénicos indirectos son menos fáciles de reconocer, debido a que frecuentemente producen modificaciones de los procesos naturales, tales como la disminución de la cubierta vegetal (pastoreo, fuego) que aceleran la erosión.

Las **excavaciones de rocas y minerales** constituyen las formas más numerosas y antiguas. Por ejemplo, las cortas circulares para la extracción de sílex (pedernal) durante el Neolítico (2.000 años a.C.) en Norfolk (Inglaterra) (Goudie, 1981b) y los profundos fosos defensivos excavados en yeso por los iberos (~ 200 años a.C.) en Medina de Aragón (Burillo *et al.*, 1984), indican la capacidad de los antiguos pobladores para movilizar los materiales terrestres. Cuando las excavaciones han sido pequeñas es difícil dilucidar si son de origen antrópico.

El poder extractivo aumenta constantemente a partir de la Edad del Hierro y adquiere enormes dimensiones en la Revolución Industrial, tanto en las labores de cantería (Fig. 19.18) como en las de minería (Fig. 19.19). Las mayores explotaciones mineras a cielo abierto son las cortas, ambas de cobre, de Chuquicamata (Chile) que supera ampliamente los 700 m de profundidad y la corta de Bingham Canyon Copper Mine (Utah, Estados Unidos) que cubre un área de 7,21 km<sup>2</sup> a una profundidad de 774 m (Goudie, 1981b). Todas estas excavaciones llevan normalmente parejas, sobre todo en minería, la descarga de la ganga que origina grandes escombreras (Fig. 19.20). Son formas constructivas antropogénicas que desvirtúan extraordinariamente el paisaje original. A tal fin, se han establecido normativas para la restauración de las explotaciones. En áreas húmedas, las escombreras se colonizan más o menos rápidamente por herbáceas y se puede deducir la escombrera por el perfil del talud. No obstante, en las zonas con tendencia a la aridez, la restauración presenta numerosos problemas. La cumbre aplanada de las escombreras suele dedicarse a la agricultura de cereales, pero los taludes de las mismas, que presentan inclinaciones con ángulo de reposo, están sometidas a una intensa erosión hídrica, a pesar de las pequeñas repoblaciones forestales (Fig. 19.21). En las explotaciones de carbón con la presencia de piritas y, sobre todo, en las minas de sulfuros, la oxidación de estos minerales da lugar a aguas con pH muy ácidos, de gran poder corrosivo y de importantes efectos en los ecosistemas.

Hoy, en torno a poblaciones importantes, se localizan numerosos vertederos, de gran impacto visual, que rellenan valles o edifican formas, por lo general alomadas. Ocasionalmente puede producirse la movilización de estos residuos, como en Portiño (Coruña, España) (Fig. 7.39). La descarga de residuos es práctica frecuente en el relleno de los estuarios. En general, todas estas actuaciones conducen a la contaminación de los suelos del área.

La contaminación se hace más patente en la extracción de oro del lecho fluvial y de las terrazas en la cuenca del río Amazonas por los «garimpeiros» (mineros que extraen oro), que alcanzó gran importancia en la década de 1980 y co-

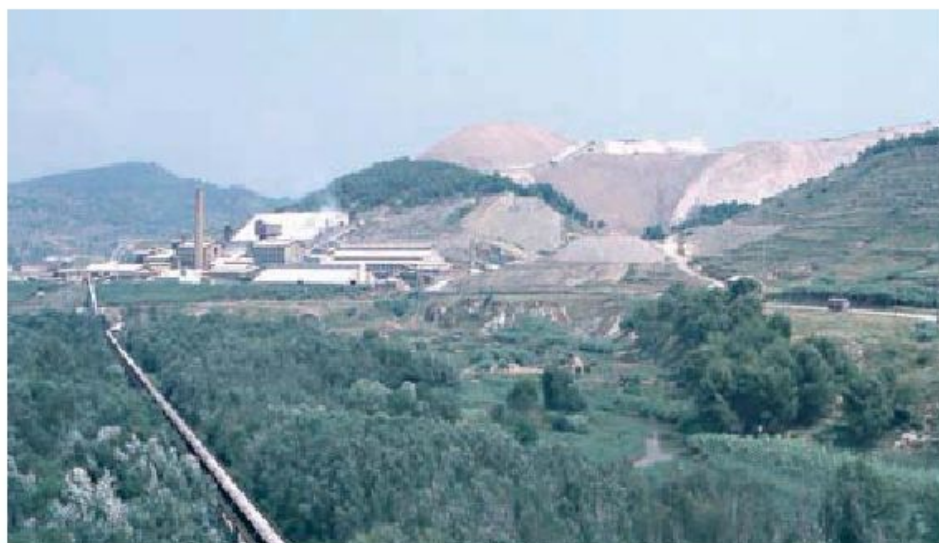




**FIGURA 19.18** Explotación en cantera de pórfido riolítico para la construcción. Albiano, cerca de Trento (Italia).



**FIGURA 19.19** Extracción de oxihidróxidos de hierro. Corta Barranco en 1973. Sierra Menera, Ojos Negros (provincia de Teruel).



**FIGURA 19.20** Escombreras de las explotaciones de sales potásicas de Suria (provincia de Barcelona). En primer término cinta transportadora de mineral.





**FIGURA 19.21** Talud de escombreras en explotaciones de lignitos, sometidos a una importante erosión hídrica a los cinco años de su restauración. Foto tomada el año 2000. Utrillas (provincia de Teruel).

mienzos de la siguiente. Aunque la cantidad de sedimentos removidos por las labores mineras fue grande, lo más importante fue la polución del mercurio, utilizado como amalgama, en las aguas fluviales (Latrubese *et al.*, 2005).

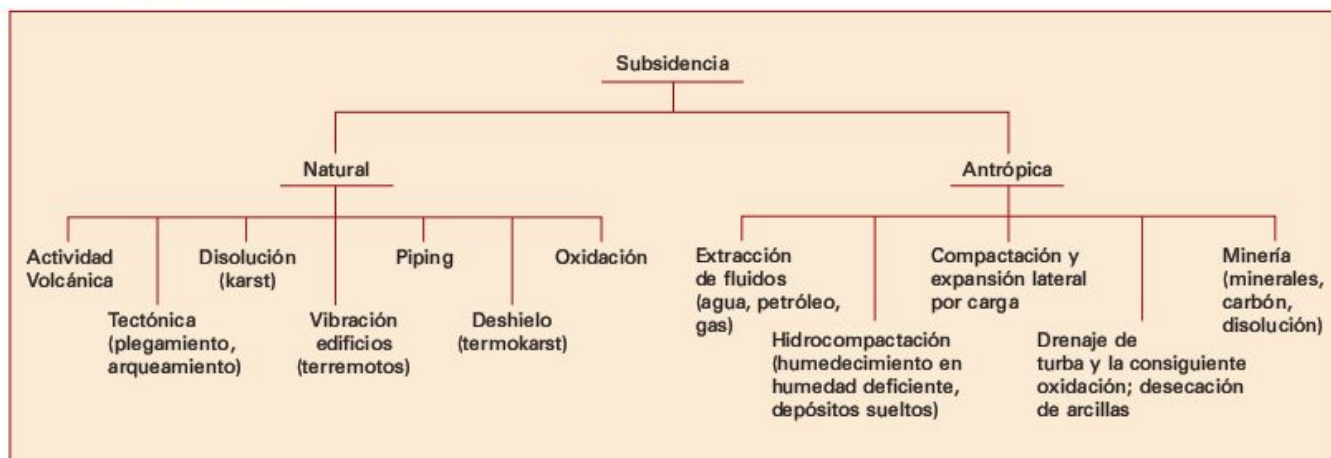
Las explotaciones de sales inyectando agua en los sondeos para disolver la sal y extraer la salmuera tienen un importante reflejo en superficie, afectando a casas, como en Poza de la Sal (Burgos, España), pero sobre todo modificando el paisaje en un conjunto de lomas y depresiones cerradas (Waltham, 1989; Hortvik, 2005) y a veces van acompañadas de colapsos súbitos (Johnson, 2005). La subsidencia es el proceso que genera estas morfologías; en el primer caso es dúctil y en el segundo se trata de una subsidencia frágil.

La **subsidencia** se puede definir como el asentamiento gradual o súbito (colapso) de la superficie terrestre como consecuencia de la extracción de materiales del subsuelo o por disolución de rocas solubles infrayacentes. La subsidencia se puede producir por procesos naturales o inducidos por el hombre (Costa y Baker, 1981) (Tabla 19.4).

Se han descrito numerosos casos de subsidencia, junto con las posibles causas desencadenantes de la misma (Coates, 1987). En la Tabla 19.5 (Coates, 1983) se mencionan algunas áreas con su subsidencia máxima, área afectada, causa y la valoración de los daños.

La extracción de fluidos (agua, petróleo, gas) puede originar una débil flexión del terreno o subsidencia dúctil y la generación de drenaje centrípeto en la depresión cerrada creada. Se conocen numerosos ejemplos de subsidencia provocada por el bombeo de gas o petróleo, como el clásico ejemplo de subsidencia de Long Beach (California) (Mayuga y Allen, 1969) (Fig. 19.22) en el que la subsidencia supera los 26 m en el periodo de 1928-1971. Como era de esperar, las velocidades de subsidencia cambian en función de la velocidad de bombeo. En Ravenna (Italia) la subsidencia por bombeo de agua era inicialmente de algunos mm/año, pero después de la Segunda Guerra Mundial aumentó a 110 mm/año (Teatini *et al.*, 2005) (Fig. 19.23). En las zonas áridas es relativamente frecuente por la ex-

**TABLA 19.4** Clasificación simplificada de los fenómenos de subsidencia (Costa y Baker, 1981).



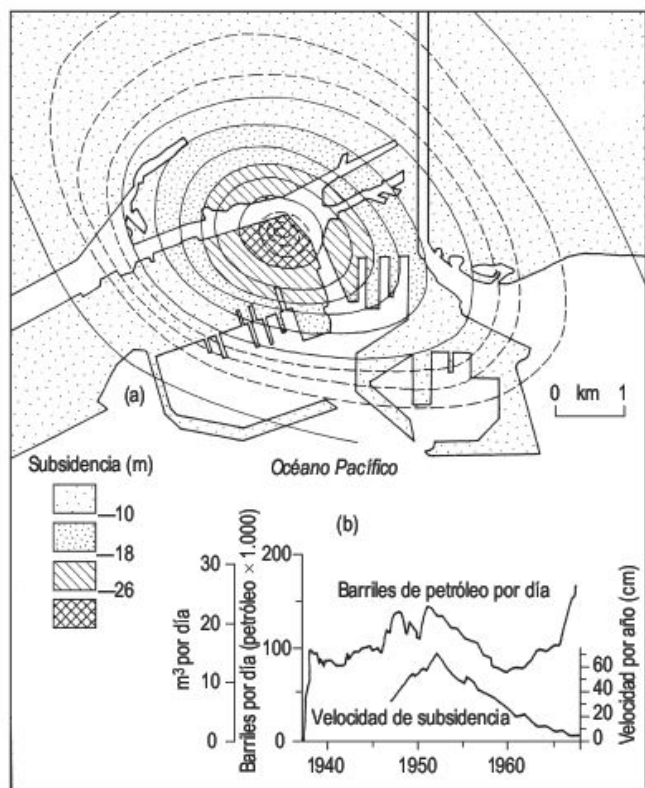


**TABLA 19.5** Principales áreas de subsidencia inducida por el hombre (Coates, 1983).

Nombre de la localidad	Máxima subsidencia (m)	Área afectada (km <sup>2</sup> )	Causa	Daños (millones de dólares)
Valle San Joaquín, California	9,0	13.500	a	100
Houston-Galveston, Tejas	2,75	12.170	a	>1000
Eloy-Pichacho, Arizona y área adyacente	3,6	8.700	a	Varios millones
Área de Tokio, Japón	4,6	2.400	a	225 desde 1957 a 1970
Llanura Nobi, Japón	1,5	800	a	
Valle del Po, Italia	3,0	780	d	
Valle de Santa Clara, California	3,9	650	a	>25
Baton Rouge, Louisiana	0,5	650	a	>1
		Más de 5 cm de subsidencia		
Valle Sacramento, California	0,7	500	a	
Osaka, Japón	3,0	500	a	Decenas de millones
Valle San Joaquín (sur-oeste), California	5,0	>500	b	
Lago Maracaibo, Venezuela	3,9	450	c	35 hasta 1976
Londres, Inglaterra	0,35	450	a	
Niigata, Japón	2,6	430	d	Decenas de millones
Llanura Saga, Japón	1,2	400	a	523 desde 1960 a 1979
Área de Venecia, Italia	0,14	400	a	
Debrecen, Hungría	0,42	390	a	
Savannah, Georgia	0,15	330	a	
		Más de 2 cm		
Las Vegas, Nevada	1,7	300	a	Varios millones
Valle del Raft, Idaho	2,8	260	a	
Taipei, Taiwan	1,9	230	a	
Ciudad de Méjico, Méjico	8,7	225	a	>500
Nueva Orleans, Louisiana	0,8	150	a	
Victoria-Gippsland, Australia	1,6	102	f	
Campo de petróleo Saxet, Tejas	0,93	92	c	
Wilmington, Long Beach, California	8,8	78	c	200
Campo de petróleo Chocolate Bayou, Tejas	0,53	40	c	
Visonta, Hungría	0,5	40	a	
Ciudad de Haranomachi, Japón	2,0	25	a	
Campo de petróleo Goose Creek, Tejas	1,0	10	c	
Baldwin Hills, California	3,0	5	c	25
Wairakei, Nueva Zelanda	4,8	1,3	e	

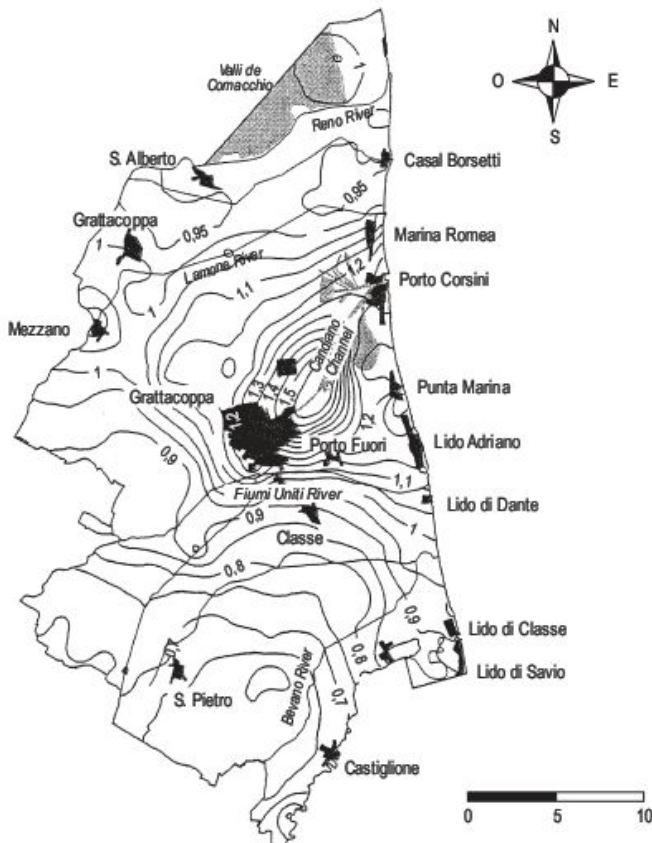
Nota: a = pozos de aguas subterráneas; b = hidrocompactación por aguas superficiales; c = pozos de petróleo y gas; d = metano en pozos de agua; e = geotermal; f = extracción de agua en minas de carbón.





**FIGURA 19.22** (a) Subsistencia en el área de Long Beach, California, entre 1928 y 1971. (b) Velocidades de producción de petróleo y subsistencia en el campo petrolífero de Wilmington, donde la subsistencia no superó los 10 m entre 1928 y la actualidad (Mayuga y Allen, 1969).

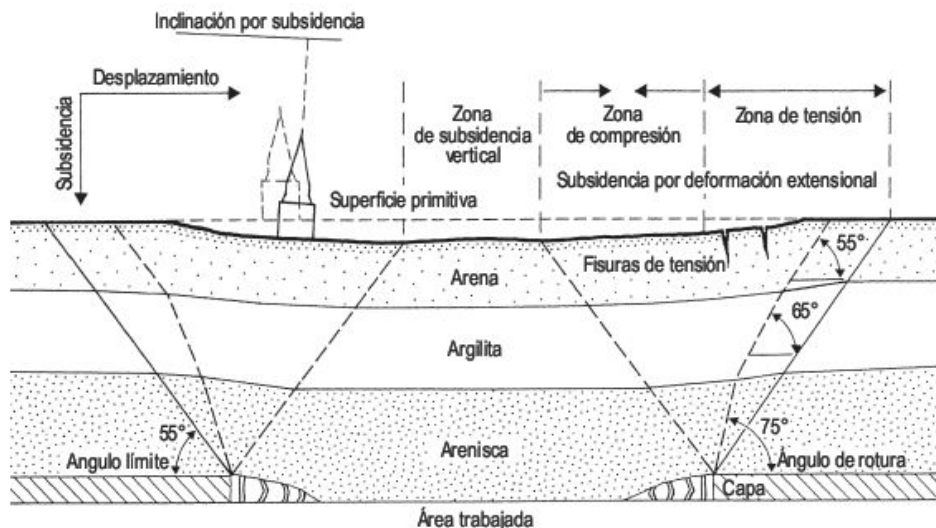
plotación de aguas subterráneas, de cara a la conversión en regadío. La práctica abusiva de los bombeos produce una subsistencia inducida debido a la disminución de la presión hidrostática en la roca almacén. Esta subsistencia es más frecuente en depósitos detríticos no consolidados, por lo general formaciones en las que alternan arenas y arcillas.



**FIGURA 19.23** Subsistencia acumulativa (m) en el municipio de Ravenna (Italia) desde 1897 a 2002 (Teatini *et al.*, 2005).

La extracción de minerales en galerías subterráneas puede inducir el hundimiento del techo de las galerías y dar origen a colapsos que pueden aflorar en superficie. Estas subsistencias se producen en labores mineras de poca profundidad. Los componentes de la subsistencia minera se reflejan en la Figura 19.24 en las que se contemplan las zonas de tensión y compresión, así como el ángulo de ro-

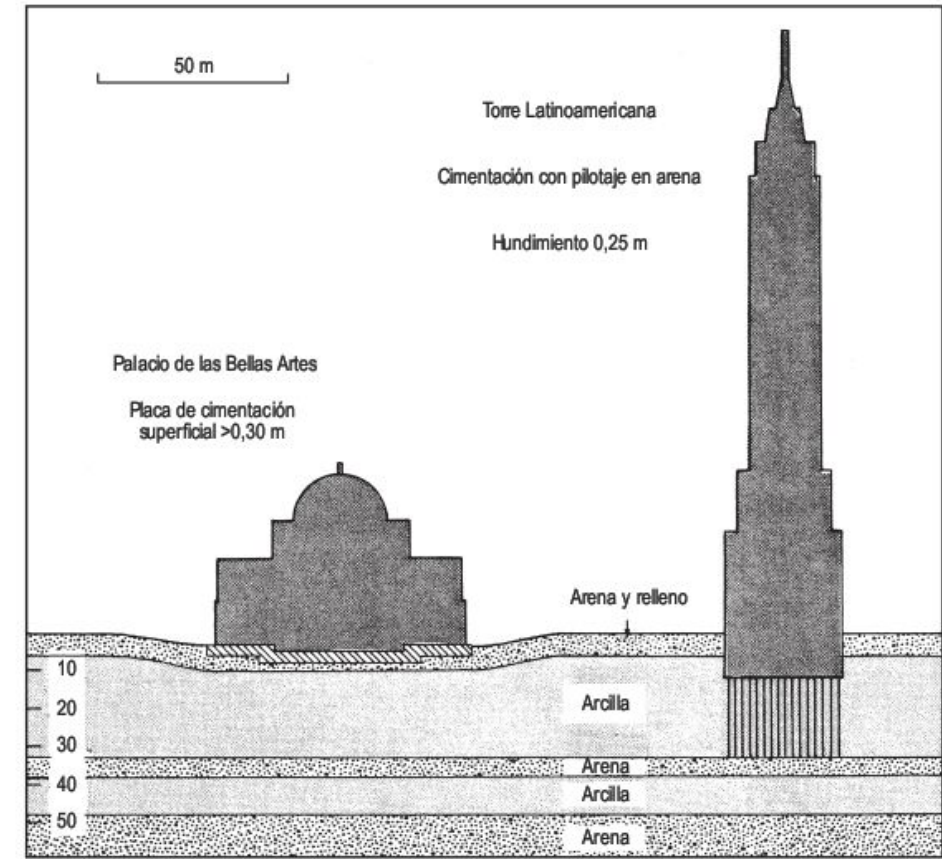
**FIGURA 19.24** Componentes de la subsistencia minera. El «ángulo de rotura» depende de las características geológicas de las formaciones rocosas. El «ángulo límite» se define como la línea que une el límite del colapso con el límite de la subsistencia superficial (Wohlrab, 1969).





tura (Wohlrab, 1969). Las zonas afectadas por subsidencia minera en Estados Unidos ocupan una superficie de 200.000 has. En la ciudad de Youngston (Ohio) se produjeron en 1977 hundimientos de 35 m. Las labores mineras se remontaban a 1876 y las maderas de las galerías se descompusieron poco a poco, disminuyendo su resistencia mecánica. El 25-30% de la ciudad, construido sobre estas labores mineras, tuvo que ser abandonado.

La compactación diferencial es una de las causas más frecuentes de subsidencia, en la que sedimentos recientes pierden parte del agua que contienen (Bull, 1974). El Palacio de las Bellas Artes de Méjico (Waltham, 1989) (Fig. 19.25) y la Catedral (Fig. 19.26) sufren un asentamiento por carga. También son frecuentes las torres inclinadas de Pisa, Módena, Venecia (Fig. 11.48), etc., debidas a la compactación diferencial.



**FIGURA 19.25** Contraste entre la cimentación y el hundimiento resultante del Palacio de Bellas Artes y la Torre Latinoamericana (Méjico capital). Ambas están enclavadas en arcillas montmorilloníticas, pero la Torre está construida sobre pilotes profundos. El dibujo está a escala, excepto que las construcciones están muy separadas (Waltham, 1989).



**FIGURA 19.26** Bascamiento del enlosado hacia el borde de la Catedral de Méjico, producido por consolidación diferencial.



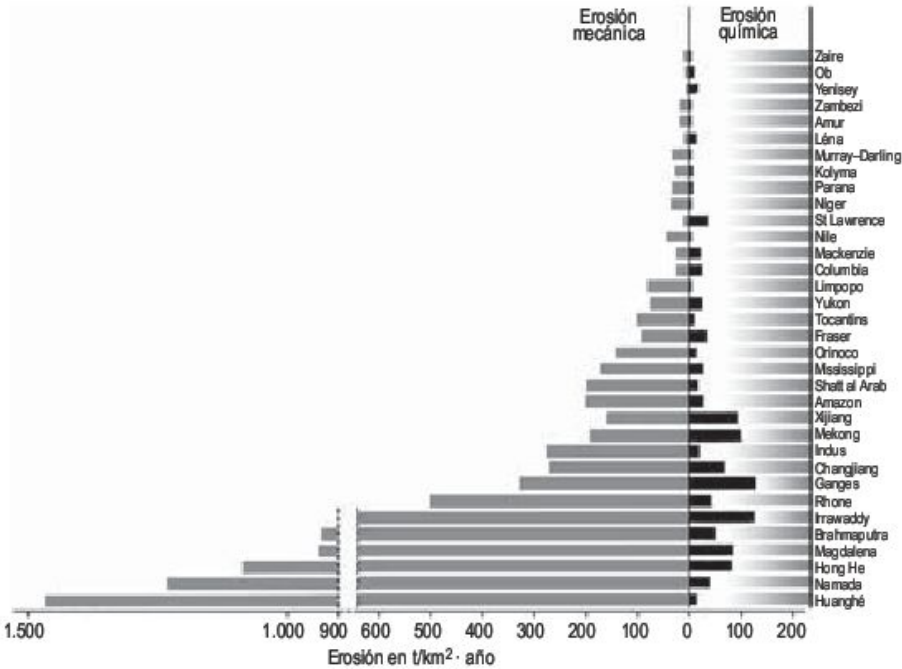
La hidrocompactación también puede originar subsidencia. Cuando a sedimentos no consolidados y deficitarios en agua, se añade agua a los mismos, entonces se dispone entre los granos una película de agua que provoca la disminución de la resistencia de los materiales. Como consecuencia, se manifiestan en superficie asentamientos diferenciales que flexionan el terreno, pudiéndose producir hundimientos de casas y basculamientos de torres (Costa y Baker, 1981; Waltham, 1989).

La **erosión del suelo** es la movilización del material superficial por los procesos inherentes a la dinámica externa. Esta erosión puede ser química o mecánica. La pri-

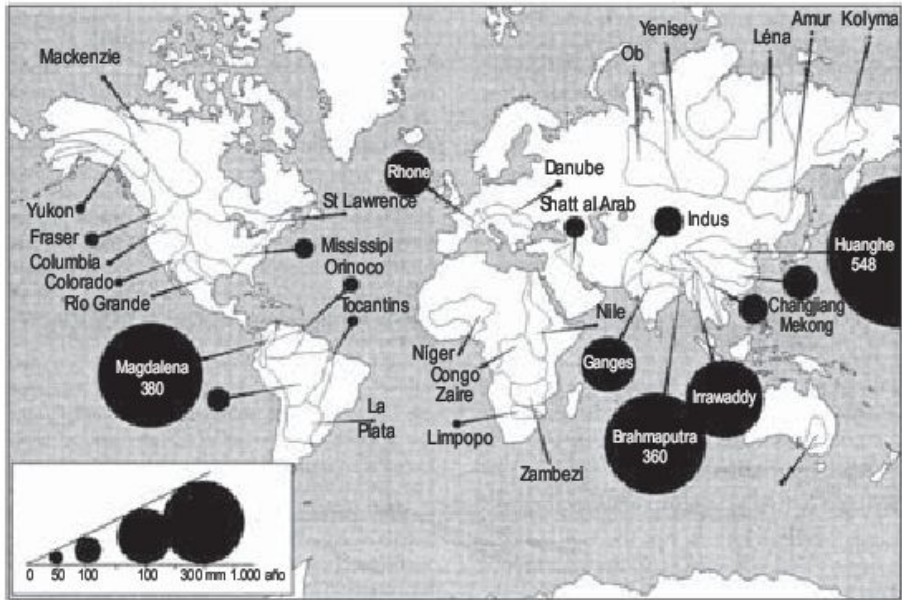
mera, denominada también meteorización química, consiste en el ataque a los minerales, con la consiguiente liberación total o parcial de los iones en la disolución. La erosión mecánica o meteorización física estudia la movilización de los sólidos de la superficie terrestre (Fig. 19.27) (Summerfield y Hulton, 1994; Gaillardet *et al.*, 1999). Por otra parte, los humanos constituyen un factor importante en la denudación de las cuencas fluviales, a partir de la Revolución de la Agricultura (Milliman y Syvitski, 1992).

La erosión total, física y química, se calcula utilizando una densidad media de  $2,70 \text{ g/cm}^3$ , que también puede expresarse en  $\text{mm/año}$  (Fig. 19.28). En los grandes ríos

**FIGURA 19.27** Erosión física y química de las cuencas fluviales más grandes del mundo (basada en Summerfield y Hulton, 1994 y Gaillardet *et al.*, 1999).



**FIGURA 19.28** Erosión total de las cuencas de drenaje más grandes, calculadas con una densidad de  $2,7 \text{ g/cm}^3$  (basada en Summerfield y Hulton, 1994 y Gaillardet *et al.*, 1999).



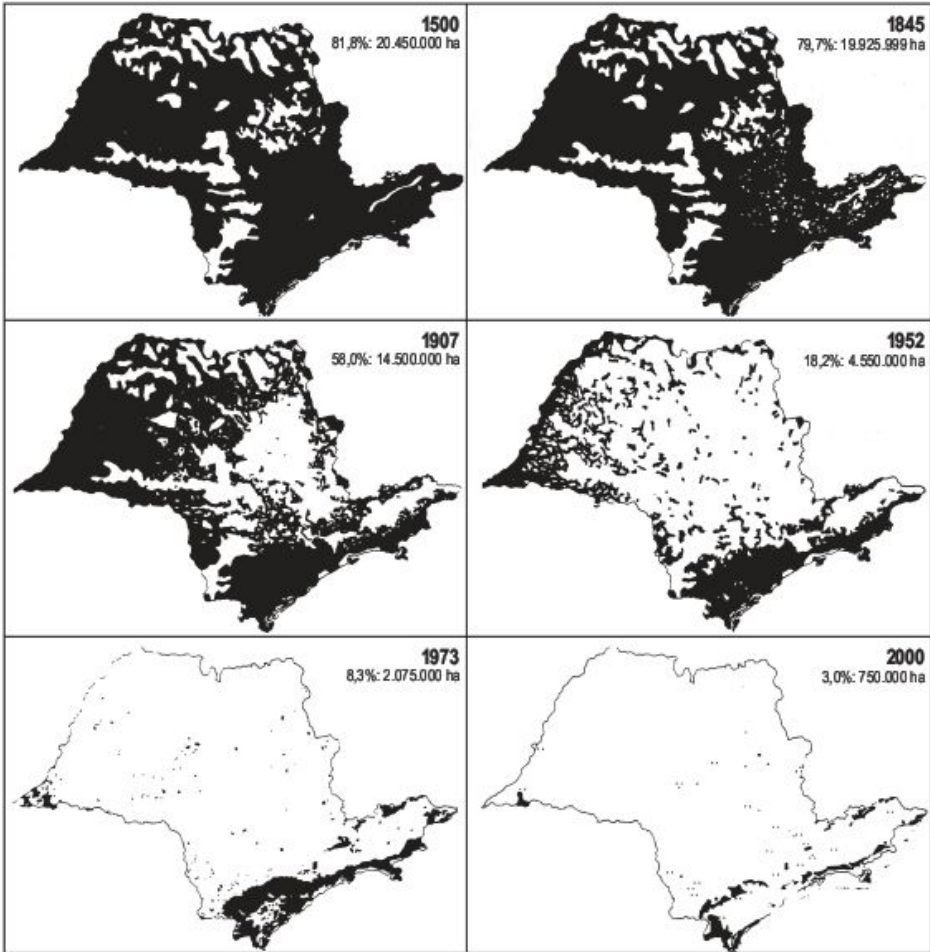


que surcan regiones de cratones aplanados, como los escudos australianos, africano y brasileño, el rebajamiento es de 10 mm/Ka. Los máximos valores de erosión los proporcionan las cuencas de Huangho, Magdalena y Brahmaputra. El valor medio para la superficie terrestre es de 61 mm/Ka (Gaillardet, 2004).

Las pérdidas de suelo constituyen un importante problema en el que contribuyen la actuación de los procesos naturales y la intervención del hombre. La cantidad y tipo de vegetación ejercen un control básico en los procesos erosivos. Las raíces desempeñan una influencia protectora que puede llegar a inhibir la erosión del suelo. El hombre ha ido talando los bosques (deforestación) constantemente (Fig. 19.29), fundamentalmente para obtener madera, proporcionar calor y fundir metales, conseguir espacios para la agricultura (Liébault *et al.*, 2005), aumentar la extensión de los pastos, etc. El hombre ha deforestado unos 8 millones de km<sup>2</sup> (Meyer, 1996). Cuando los bosques desaparecen nos encontramos con importantes efectos erosivos, ya que se desencadenan intensos procesos de erosión hídrica (Fig. 19.30). Estas talas intencionadas de los bosques se registran en los estudios polínicos durante el Paleolítico superior y Neolítico. En las regiones del centro y norte de Europa se aprecian claramente los efectos de la deforestación

encaminados a la obtención de terrenos agrícolas (Fig. 19.31). La gran etapa de deforestación de Europa central y occidental tuvo lugar entre los años 900 y 1900. América del Norte sufrió en 200 años una brutal deforestación y en este tiempo se obtuvo más madera que en Europa en 2.000 años (Goudie, 1981b). Las áreas más afectadas por la deforestación se localizan en las selvas y bosques boreales (Middleton y Thomas, 1997).

En tiempos recientes la selva ha experimentado una importante regresión anual. La FAO estima (Landy *et al.*, 1991) que la deforestación total anual en 1990 calculada para 62 países (que representan el 78% del total de la selva en el mundo) fue de 16,8 millones de Has., cifra muy superior a la obtenida en el período 1976-1980 (9,2 millones de Has. por año). Se reconoce una considerable variación en la velocidad de retroceso en diferentes selvas del mundo, obteniéndose la mayor deforestación en las selvas asiáticas (World Resources, 1998). Esta continua deforestación es preocupante por la gran cantidad de sustancias que se extraen en estos ecosistemas (alimentos, bebidas, medicinas, resinas, colorantes, etc.). También esta deforestación desencadena la erosión e incide en el cambio climático, ya que las selvas constituyen un sumidero para el dióxido de carbono (Goudie, 2006).



**FIGURA 19.29** El hombre ha agotado prácticamente el área de bosque del Estado de São Paulo (Brasil) (Peters y Loveloy, 1990).





**FIGURA 19.30** Reguerización en áreas de bosque desprovistas de vegetación. Barbadillo del Mercado (provincia de Burgos).



**FIGURA 19.31** Deforestación para obtener espacios dedicados a la agricultura. Alrededores de Oslo (Noruega).

En el caso de fuertes lluvias, fenómenos frecuentes en estos ecosistemas, aumentan como consecuencia de la deforestación las inundaciones y también se desencadenan numerosos deslizamientos. Hay que tener en cuenta que muchas de las poblaciones presentan un elevado grado de vulnerabilidad, debido a que están situadas en zonas de riesgo, ya que no existe una planificación adecuada de estas regiones.

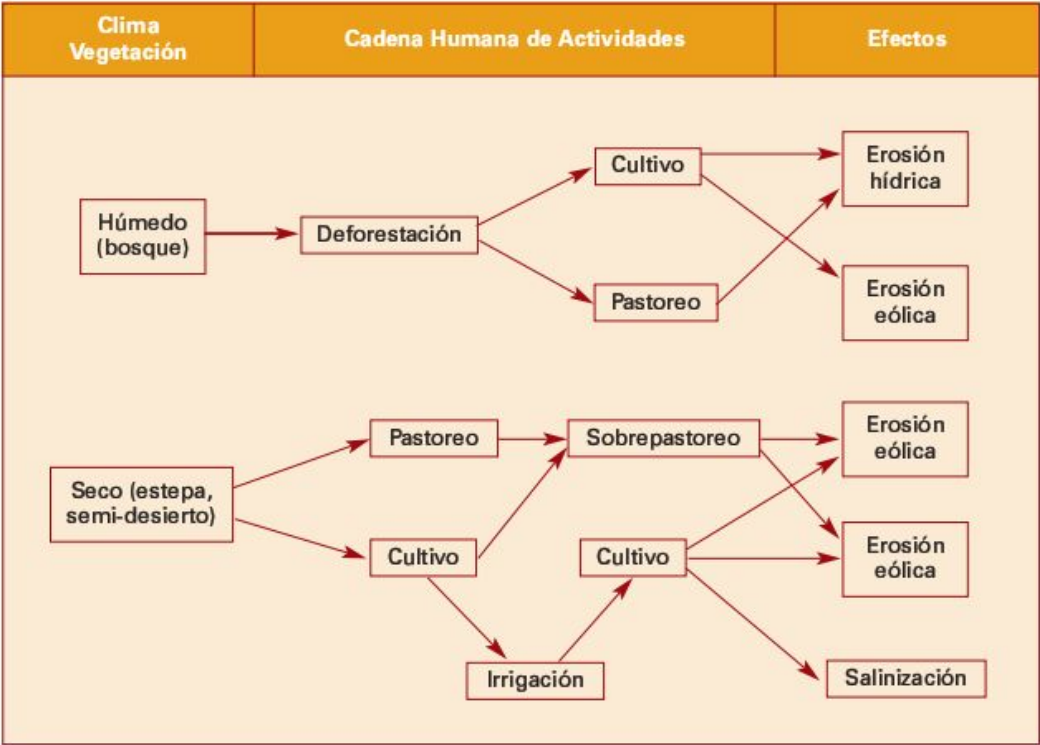
En España, Estrabón (año 7 a.C.) señala la existencia en Hispania de una gran riqueza forestal. Durante los siglos II al XI, a partir de los análisis de polen, se reconoce una recuperación del bosque que coincide con el periodo árabe y entonces el país alcanzó su máxima cubierta arbórea. A finales del siglo XVI, el auge de la Mesta (institución castellana creada para proteger la ganadería) produjo quizás el más fuerte impacto sobre los bosques, ya que destruyéndolos aumentaba la superficie de los pastos. Por otra parte, en esta época la importante construc-

ción naval contribuyó también a la disminución de la riqueza forestal. En el siglo XIX, la Ley de Desamortización de Mendizábal de 1837 fomentó la venta de montes públicos y con ella las talas, roturaciones, quemas, etc. (López Cadenas, 1988).

La transformación humana de las tierras para usos agrícolas comenzó en el Medio Oriente hace unos 8.000 años a.C. Estas transformaciones han afectado a la degradación y erosión del suelo a lo largo de la historia (Macklin y Lewin, 1997). La Tabla 19.6 sintetiza los principales impactos de la agricultura sobre la erosión y escorrentía en climas áridos y secos (Starkel, 1987). En áreas húmedas afecta al bosque por deforestación y en regiones secas con déficit de agua estacional puede producirse por sobrepastoreo (*overgrazing*) (Fig. 19.32) un incremento de la erosión hídrica y eólica; además, cuando las tierras de zonas áridas se ponen en regadío, suele producirse la salinización de las áreas de cultivo.



**TABLA 19.6** Impacto de la agricultura en la erosión y escorrentía en climas húmedos y secos (modificado de Starkel, 1987).



**FIGURA 19.32** Sobrepastoreo de ganado caprino. Kalia. Midbar Yehuda. Desierto del Negev. Israel.

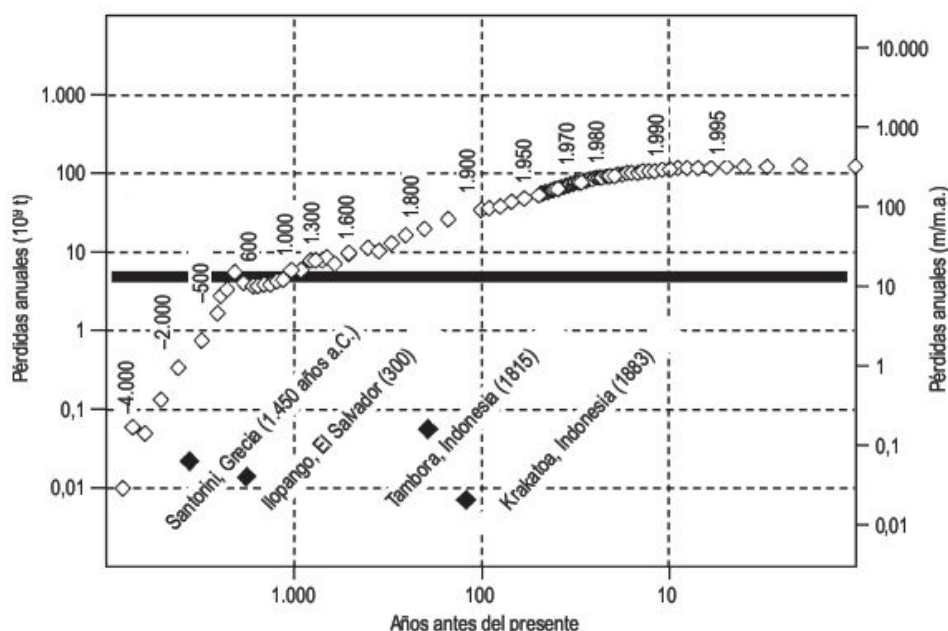
El paisaje agrícola es más sensible a la variabilidad climática que los paisajes naturales, a causa de que el cultivo y los pastos reducen claramente el agua de infiltración e incrementan la celeridad y magnitud de la escorrentía superficial. Estas conclusiones las lleva a cabo Knox (2001) en su estudio de la influencia de la agricultura sobre la sensibilidad a la erosión en el valle del Alto Mississippi.

Las pérdidas de suelo comienzan a incrementarse a partir de hace unos 5.000 años y siguen aumentando has-

ta los tiempos actuales. A partir de los valores de erosión natural obtenidos desde el Cámbrico hasta la actualidad (Ronov, 1983), se estima que la erosión antrópica sobrepasa en unas 5.000 millones de toneladas por año a la erosión natural hacia el final del primer milenio (Fig. 19.33). Con posterioridad, las tendencias temporales de uso del suelo y el aumento de la población global indican que los humanos han llegado a ser los agentes principales de erosión a partir del primer milenio (Wilkinson, 2005).



**FIGURA 19.33** Tasas de erosión antropogénica histórica (en rombos) según datos de Hooke (2000). Se comparan (rombos negros) con los volúmenes de varias erupciones volcánicas (fechas entre paréntesis). La línea negra indica la tasa media de denudación, que es de 24 m/ka (Wilkinson, 2005).



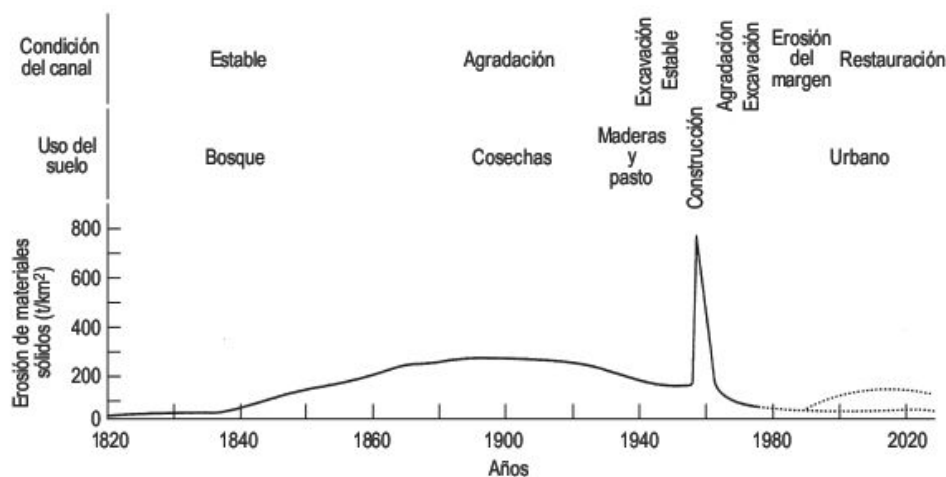
Los cambios de uso en la cuenca fluvial y los trabajos de control de la erosión tienen importantes consecuencias geomorfológicas, tal y como puede comprobarse en la evolución morfológica de los canales fluviales (Boix-Fayos *et al.*, 2007). Estos autores llevan a cabo una importante recopilación, en la que se resumen los procesos dominantes de los cambios de uso a escala de cuenca y las respuestas geomorfológicas e hidrológicas para diferentes lugares y distintos autores.

El clásico trabajo en el que se relaciona el cambio de uso con la pérdida de suelo se debe a Wolman (1967). Estudió la variación de la erosión de los suelos en un área cerca de Washington. En la Figura 19.34 se indica que, bajo condiciones de bosque, la erosión es baja, del orden de 0,2 cm/1.000 años. El rápido aumento de la agricultura a comienzos del siglo XIX trae consigo un incremento de unos 10 cm/1.000 años. Con el retorno de las tierras al pasto y a la obtención de madera entre las décadas de 1940

y 1950 se reduce la erosión a la mitad. En las áreas que se construyen en la década de 1960, la pérdida de suelo es algo menos de 10 m/1.000 años para áreas muy pequeñas. Finalmente, en las zonas urbanas la erosión es pequeña, menos de 1 cm/1.000 años.

Igualmente, han sido estudiados los efectos del cambio de uso en los Pirineos centrales españoles y en la Depresión del Ebro. En los Pirineos, durante los últimos 50 años, se han llevado a cabo cambios de uso importantes en la gestión de las tierras. Las laderas orientadas al sol (solanas) se han cultivado durante siglos por cereales, con muy baja productividad, y la erosión era muy intensa en estas laderas. En la actualidad la práctica mayoría de los cultivos han sido abandonados y poco a poco han sido colonizados por arbustos o reforestados por pinos. Este cambio ha incrementado la interceptación, infiltración y evapotranspiración (Gallart y Llorens, 1996). Como consecuencia de estos cambios ha disminuido la escorrentía

**FIGURA 19.34** Secuencia de cambios de uso y pérdidas de suelo que comienza antes de la llegada de la agricultura extensiva, a la que sigue un período de construcción y posterior desarrollo urbano (Wolman, 1967).





y la pérdida de suelo (García-Ruiz *et al.*, 1997). En la Depresión del Ebro, también se han producido cambios significativos en el mismo período y más recientemente se han inducido, por la política agraria de la Comunidad

Europea, cambios conducentes al abandono de cultivos y de uso del suelo. De los estudios llevados a cabo, el cultivo es el principal factor que desencadena la erosión en ambientes semiáridos (Navas *et al.*, 1997).

## 19.5 Hacia un desarrollo sostenible

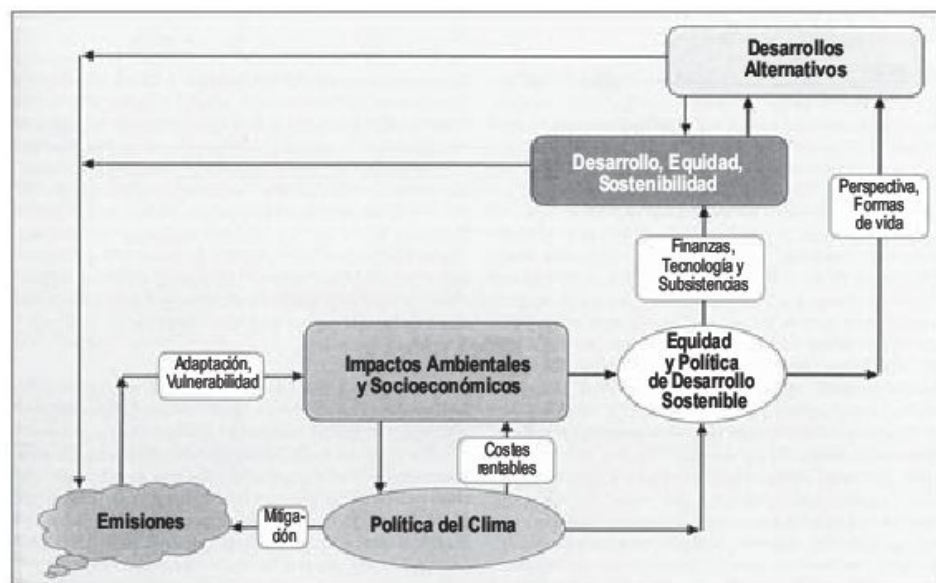
Las actividades llevadas a cabo de una forma directa, modificando el relieve y los efectos indirectos generados por la emisión de gases de efecto de invernadero son los dos grandes problemas globales que atentan contra los medios bióticos y abióticos. De todos ellos, el que más preocupa es el calentamiento global por el gran incremento que presenta, al que hay aplicar urgentes medidas de mitigación. Como señala Lord Robert May, Presidente de la Royal Society, la Academia de las Ciencias del Reino Unido, los humanos han creado el cambio climático y lo han de resolver los propios humanos (May, 2005).

La Estructura de la Convención sobre el Cambio Climático de las Naciones Unidas (UNFCC, en inglés) señala que el principal objetivo es la estabilización de la concentración de gases de efecto de invernadero y para conseguir esta meta se necesita un tiempo suficiente para «permitir que se adopten los ecosistemas al cambio climático, asegurar que la producción de alimentos no esté amenazada y permitir que el desarrollo económico se lleve a cabo de una forma sostenible» (Art. 2). También especifica varios principios para encauzar este proceso: equidad, responsabilidades diferenciadas poco comunes, precaución, coste rentable de las medidas, derecho a desarrollo sostenible y apoyo para un sistema económico in-

ternacional abierto (Art. 3). Las personas tienen derecho a un desarrollo sostenible (Art. 4) (UNFCC, 1997). La Figura 19.35, elaborada por Banuri y Weyant y colaboradores (2001), refleja la perspectiva del cambio global partiendo de las emisiones a través de la política del clima, impactos ambientales y socioeconómicos para llegar a un desarrollo equitativo y sostenible.

El cambio ambiental implica un complejo de interacciones entre procesos geomorfológicos, climáticos, bióticos, económicos, políticos, institucionales, sociales y tecnológicos. Este complejo de interacciones no se puede comprender aisladamente, sino como unas estructuras sociales más amplias, que conducen a un desarrollo sostenible. Se deduce rápidamente que los pasos necesarios que se deben dar para alcanzar un desarrollo sostenible varían de un país a otro, por lo que los distintos gobiernos tienen que elaborar su propio plan de mitigación. En el caso de los países desarrollados el posible número de estrategias es considerable y puede partir de algunas épocas pasadas (Banuri y Weyant, 2001).

Según la FAO, en el caso de la repoblación forestal, como medida de mitigación, Brasil pierde cada año el equivalente a una superficie como Cataluña, Indonesia se deforesta por año un área semejante a la de Navarra. Por



**FIGURA 19.35** La perspectiva de sostenibilidad global (Banuri y Weyant, 2001).



el contrario, China recupera forestalmente cada año una superficie equivalente a la de Extremadura y es el líder mundial de la repoblación forestal. Sin embargo, las empresas chinas adquieren grandes cantidades de madera procedente de Latinoamérica, África e Indonesia. Curiosamente, los millonarios compran para proteger enormes predios vírgenes o ecoimperios entre aplausos y críticas (Rizzi, 2007). Todo esto indica que se está comenzando a realizar prácticas de mitigación en algunos sectores.

En el ámbito de los hidrosistemas, donde se están desarrollando varios proyectos, el programa de Hidrología para el Ambiente, Vida y Política (HELP, en inglés) mejora las relaciones entre hidrología y necesidades de la sociedad para obtener un uso sostenible y apropiado del agua (Downs y Gregory, 2004). Para los hidrólogos que desean proponer soluciones «sostenibles», deben de considerar los aspectos de coste-beneficio de sus opciones y las ne-

cesidades y deseos de la sociedad. Esto requiere una colaboración interdisciplinar entre los científicos de la tierra y los sociólogos interesados con la economía ambiental, planificación y estrategias sociales y políticas, con el fin de valorar plenamente la validez económica y social de diferentes opciones para distintas escalas de tiempo (Piégay *et al.*, 2006).

En la carátula del tríptico para anunciar el Año Internacional del Planeta Tierra-2008, editado por varios organismos españoles se señala: «La raza humana necesita a su Planeta. Dependemos de la Tierra, porque hemos evolucionado a partir de ella, siempre seremos parte suya y solo podemos existir por cortesía de su sistema autosostenible».

Todas las consideraciones que se han llevado a cabo nos conducen al diagnóstico de una Tierra enfermiza, que no puede sanarse por sí misma, sino a partir de prácticas curativas (mitigaciones) en un marco mancomunado.



# 20

## Cambio climático en las regiones glaciares y periglaciares

### CONTENIDO

- 20.1. Introducción
- 20.2. Información paleoclimática suministrada por los sondeos en los casquetes de hielo y en sedimentos de mar profundo
- 20.3. Fluctuaciones de los casquetes de hielo cuaternarios y formas resultantes
- 20.4. Retrocesos de los glaciares de circo y de valle
- 20.5. Glacioisostasia y glacioeustasia
- 20.6. Reconstrucción de los ambientes periglaciares
- 20.7. Formas periglaciares relictas
- 20.8. Los sistemas fluviales en las áreas periglaciares
- 20.9. La acción eólica en las regiones periglaciares
- 20.10. Fluctuaciones de las zonas periglaciares en el Cuaternario superior
- 20.11. Algunas consideraciones sobre el cambio climático global en las zonas periglaciares



# 20.1

## Introducción

Las regiones glaciares y periglaciares constituyen zonas morfoclimáticas relacionadas con el frío. Como Tricart (1967) señala: «Los países fríos son aquellos en los que la acción geomorfológica del agua está dominada por su existencia al estado sólido, permanente o periódica».

Los glaciares se desarrollan en las áreas en las que la nieve no funde por completo de un año a otro, de tal forma que se acumula para finalmente transformarse en hielo. Los límites de los glaciares son netos y corresponden a la acumulación de hielo. Las zonas periglaciares se caracterizan por la helada y el deshielo y en ellas la nieve no perdura de un año a otro. Bajo la superficie terrestre se pueden desarrollar suelos helados (permafrost).

Durante la etapa glacial un 30% de la superficie terrestre estuvo cubierta por los hielos, ocupando extensas áreas de América del Norte y Eurasia. También la Antártida sufrió una expansión. En las zonas de montaña se formaron pequeños casquetes y los valles glaciares avanzaron considerablemente. En la actualidad el hielo ocupa un 10% de la superficie terrestre. Los grandes avances y retrocesos de las masas de hielo han modelado extensas áreas, erosionando los macizos rocosos y sedimentando potentes acumulaciones de material glacial (Fig. 20.1).

Los movimientos de los frentes glaciares responden a cambios climáticos, por lo que constituyen una fuente de

información para el estudio de los mismos. Por otra parte, los casquetes de hielo y los glaciares ejercen una influencia manifiesta en el sistema general de circulación atmosférica.

La respuesta al cambio climático de los casquetes continentales de hielo es difícil de predecir, debido a que en gran parte dependen de las reacciones entre balance de masas, cambios geométricos y flujos de hielo, particularmente cuando los glaciares de escape terminan en aguas profundas o alimentan a plataformas de hielo (Benn, 2006). Estas ideas se han resaltado a partir de la generación de las Plataformas de Hielo Larsen A y B, entre 1995 y 2002, aunque estos eventos no contribuyen directamente al ascenso del nivel del mar. Las investigaciones de Angelis y Skvarca (2003) para analizar las respuestas del colapso de las plataformas de hielo Larsen señalan que cinco de los ocho glaciares de mayor alimentación se han acelerado. Esto indica que las plataformas glaciares pueden influir en la dinámica de los hielos del casquete.

Como consecuencia de los importantes avances y retrocesos de las masas de hielo durante el Cuaternario, el dominio periglacial se vio sometido a grandes fluctuaciones. Durante las glaciaciones la extensión y situación de las zonas periglaciares eran muy distintas a las actuales. Así, extensas áreas que estuvieron cubiertas por los hie-



**FIGURA 20.1** Glaciar Root con extensas acumulaciones de depósitos glaciares. Wrangell St. Elias National Park. Alaska. Foto P. Lucha.



los pertenecen en la actualidad a la zona periglaciaria. También las regiones marginales de los hielos, que fueron áreas periglaciares, forman hoy parte de las zonas templadas. Por consiguiente, se reconocen cambios de condiciones glaciares a periglaciares y de estas últimas a templadas.

Por otro lado, existen regiones en las que el dominio periglaciario ha permanecido a lo largo de todo el Cuaternario. Corresponden a zonas en las que la precipitación es tan débil, que no se puede generar un casquete glaciar, tal

como sucede en amplias regiones de Siberia (King, 1976). Estas importantes fluctuaciones climáticas a las que se han visto sometidas las zonas frías han configurado un conjunto de formas relictas, que prevalecen bajo las nuevas circunstancias climáticas, y otros modelados generados en las nuevas condiciones existentes. Entre ambos extremos se sitúan numerosas formas heredadas degradadas y de difícil reconocimiento, lo que indica las dudas existentes en la diferenciación de las formas relictas y actuales.

## 20.2

### Información paleoclimática suministrada por los sondeos en los casquetes de hielo y en sedimentos de mar profundo

El estudio de estos testigos ha permitido conocer los cambios climáticos pasados, que han afectado a todo el planeta. Muchos de estos cambios se han producido con gran celeridad. Estos importantes avances del conocimiento del cambio climático se han llevado a cabo fundamentalmente en las cuatro últimas décadas.

Con los sondeos efectuados en los casquetes de hielo se pueden obtener registros paleoclimáticos que contienen el registro anual de la precipitación nival. Los obtenidos en la parte superior del sondeo son capas alternantes procedentes de la precipitación anual, mientras que en las capas más profundas del registro no es fácil detectar estas alternancias y se tienen que datar por métodos indirectos.

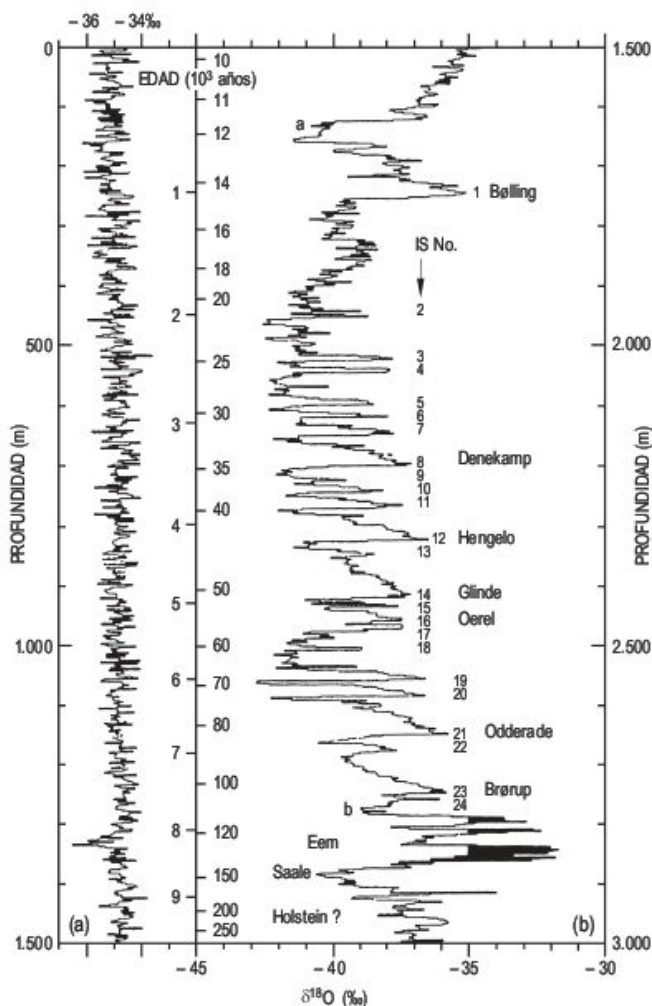
Se han efectuado sondeos poco profundos en glaciares de valle y casquetes de montaña (Tibet y Andes del Perú), pero sus datos proporcionan cambios climáticos recientes, a diferencia de los resultados obtenidos del estudio de las perforaciones profundas en los casquetes polares. El primer sondeo profundo fue realizado en 1963-1966, en Camp Century (Groenlandia) (Dansgaard *et al.*, 1969). En la Antártida, la perforación de Vostok de 1983 (Jouzel *et al.*, 1987) proporcionó un registro climático de los últimos 160.000 años, con lo que superó los hielos del último interglaciario. La parte final de este sondeo alcanzó los 400.000 años BP. Recientemente se ha perforado el hielo en Dome C, localizado a 500 km de la estación rusa Vostok, al Este del Casquete Antártico, por un consorcio denominado European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA). En este proyecto (EPICA, 2004) se cree que el final del testigo alcanzará 900.000 años o incluso más (Walker, 2004). Entre 740.000 BP y 430.000 BP, el clima se caracterizó por un calentamiento menos pronunciado en los periodos interglaciares en la Antártida y una mayor proporción de cada ciclo fue consumida en la época cálido

da (EPICA, 2004; McManus, 2004). El resultado de esta investigación puede indicar que, sin la intervención humana, se puede prolongar en el futuro un clima similar al actual (EPICA, 2004).

Los sondeos posteriores, GRIP y GISP2, se realizaron en el centro de Groenlandia, separados 28 km uno de otro. En el primero no se reconocen movimientos horizontales del hielo, mientras que en el GISP2 a partir de 2.750 m de profundidad existen discrepancias en la interpretación, debidas probablemente al flujo del hielo. Este se incrementa hacia los bordes del casquete.

Los átomos de oxígeno que forman parte del hielo glaciar tienen tres isótopos  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  y  $^{18}\text{O}$ , cuya abundancia relativa en la naturaleza es de 0,2%, 0,04% y 99,76%, respectivamente. Durante la evaporación del agua de la superficie del mar, el isótopo más pesado se enriquece fundamentalmente en la fase líquida y disminuye en la fase vapor; a este proceso se le denomina fraccionamiento. El vapor resultante está empobrecido en  $^{18}\text{O}$  comparado con el agua inicial. La condensación depende de la temperatura y la composición isotópica de la precipitación refleja la temperatura a la que tuvo lugar la condensación. Por lo tanto, la composición isotópica del hielo glaciar puede utilizarse para reconstruir la temperatura de la precipitación original. Los isótopos existentes en el hielo se determinan fundiendo el hielo en el laboratorio y se analizan con un espectrómetro de masas. La diferencia entre  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  y la muestra de agua *standard* (Standard Mean Ocean Water-SMOW) se expresa como  $\delta^{18}\text{O}$ . Si los valores son pequeños las paleotemperaturas son bajas y viceversa. De este modo se puede detectar las fluctuaciones climáticas globales (Dawson, 1992; Ehlers, 1996; Benn y Evans, 1998). La Figura 20.2 recoge parte de los datos obtenidos por el sondeo GRIP de unos 3.000 m de profun-





**FIGURA 20.2** El registro continuo  $\delta^{18}\text{O}$ , correspondiente al GRIP Summit, está trazado en dos secciones sobre una escala lineal de profundidad: (a) desde la superficie a 1.500 m; (b) desde 1.500 a 3.000 m de profundidad. Las medidas se efectuaron cada 2,2 m de testigo. Los interestadales se enumeran a la derecha de la curva (b) (Dansgaard *et al.*, 1993).

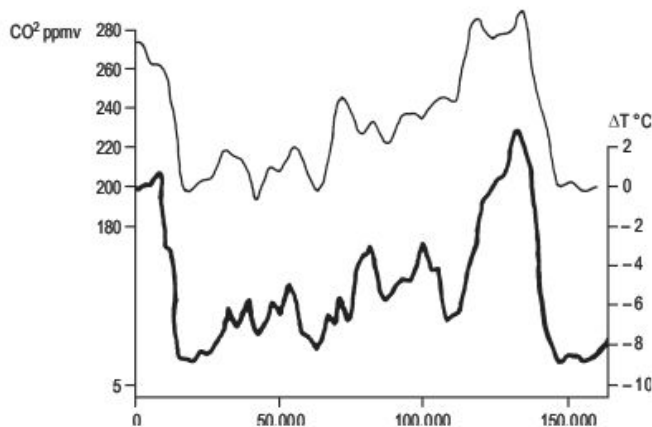
idad, en el que se recogen las condiciones interglaciares a unos 130.000 años BP (Eemian o último interglaciar). Varios interestadales (fases cortas de calentamiento) y la rápida terminación de las condiciones glaciares alrededor de unos 11.000 años BP. Los cambios climáticos del Holoceno tienen una mala representación para Dansgaard, *et al.* (1993), mientras que en trabajos posteriores de Bond *et al.* (1997, 1999) se ha llevado a cabo una determinada diferenciación del mismo.

Los **interestadales** son eventos rápidos y de corta duración que se han manifestado numerosas veces entre 110.000 y 10.000 años. Se les denomina interestadales para distinguirlos en el pasado de las fases frías o estadales. En la Figura 20.2 se reconocen 24 interestadales, que se denominan «eventos Dansgaard-Oeschger» (Bond *et al.*, 1993). Cada interestadial cálido va unido a un inte-

restadial frío y a este conjunto se le denomina «ciclo de Dansgaard-Oeschger», cuya duración es de unos 1.500 años.

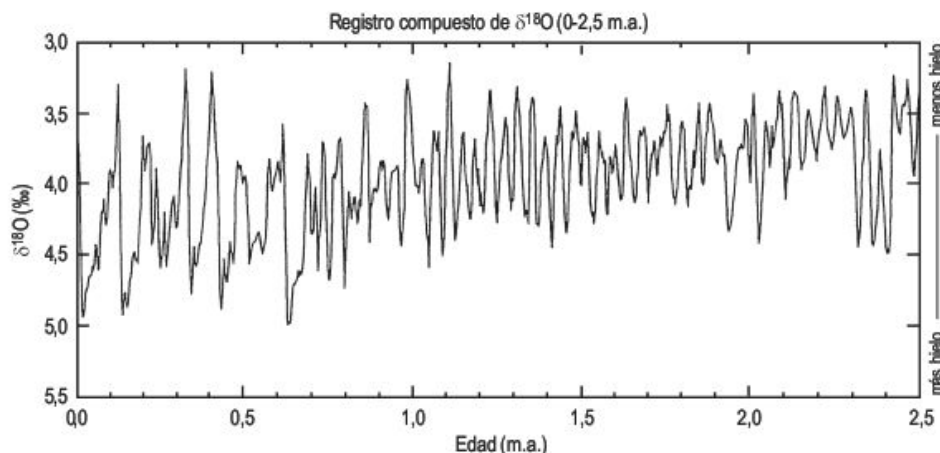
El estudio del sondeo Vostok en el Este de la Antártida ha suministrado interesante información respecto a las variaciones de  $\text{CO}_2$  en el Pleistoceno superior y Holoceno (Fig. 20.3) (Lorius *et al.*, 1988). La variación temporal de  $\text{CO}_2$  existente en las burbujas de aire dentro del hielo presenta una buena correlación con las fluctuaciones del isótopo de oxígeno y, a su vez, se corresponde con los cambios de temperatura.

La investigación de los sedimentos de mar profundo ha suministrado datos muy importantes en relación con las fluctuaciones climáticas que han acaecido en el Terciario superior y Cuaternario. En estos sedimentos se encuentran foraminíferos planctónicos, que flotan en el mar mientras viven, y foraminíferos bentónicos, cuya vida se limita al fondo marino. Sus conchas están constituidas por  $\text{CaCO}_3$  y el oxígeno contiene  $^{18}\text{O}$  y  $^{16}\text{O}$ . Estas conchas calcáreas incorporan los isótopos de oxígeno según el contenido de los mismos en el agua del mar. Cuando el agua se evapora el vapor se enriquece en  $^{16}\text{O}$  y al precipitar en los casquetes de hielo su contenido en  $^{16}\text{O}$  es mayor que en los océanos, que se enriquecen en  $^{18}\text{O}$ . Por lo tanto, estudiando los isótopos de oxígeno se pueden reconstruir las fluctuaciones del volumen de los casquetes de hielo y, por consiguiente, los cambios de nivel del mar glacioeustáticos. El primero que utilizó esta técnica fue Emiliani (1955), el cual interpretó que las fluctuaciones observadas reflejan fundamentalmente cambios de temperatura correspondientes a periodos glaciares e interglaciares. Los análisis de dos sondeos profundos en el Pacífico (Shackleton y Opdyke, 1973, 1976) ponen claramente de manifiesto que el registro de los isótopos de oxígeno refleja toda la historia climática del Cuaternario (Fig. 20.4). Existen dificultades para obtener registros adecuados de isó-



**FIGURA 20.3** Curva de las variaciones de  $\text{CO}_2$  en los últimos 160.000 años (parte superior) obtenida en el sondeo de hielo Vostok, en la Antártida y curva suavizada del registro de temperatura a partir del isótopo de oxígeno en el mismo sondeo (gráfica inferior) (Lorius *et al.*, 1988).





**FIGURA 20.4** Variaciones en la composición de los isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos del Océano Índico ecuatorial durante los últimos 2,5 millones de años. Se observa que el volumen global de hielo ha aumentado especialmente durante los últimos 750.000 años y también se ha incrementado la duración media de los períodos fríos (Crowley y North, 1991; basado en datos de Raymo *et al.*, 1990).

topos de oxígeno en aquellas zonas oceánicas en las que la velocidad de sedimentación ha sido relativamente pequeña. También los efectos de la bioturbación, deslizamientos submarinos y corrientes de turbidez enmascaran y complican las interpretaciones.

Otros cambios significativos que se registran en los sondeos de mar profundo del Atlántico Norte, hasta la latitud del sur de la Península Ibérica, en los últimos 70.000 años, son los **eventos Heinrich** (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993, 1997; Hemming, 2004). A diferencia de los interestadiales son eventos fríos, pero también son de corta duración. Estos eventos se manifiestan en el registro de los sondeos por partículas que fueron transportadas por el hielo y que provienen de la presencia de gran cantidad de icebergs para los distintos eventos, que al fundirse depositan su carga sólida en el fondo marino en diferentes eventos (Tabla 20.1). En esta Tabla las edades se expresan en miles de años obtenidos por  $^{14}\text{C}$ . Para su elaboración hay que convertir las edades de  $^{14}\text{C}$  en edades de calendario utilizando la calibración (CALIB 4.1) (Stuiver y Reimer, 1993;

Stuiver *et al.*, 1998) para edades de radiocarbono menores de 26 Ka y la calibración para los más antiguos se puede efectuar con la escala de tiempo Meese/Sowers GISP2 (Meese *et al.*, 1994; Bender *et al.*, 1994) (véase Bond *et al.*, 1999). Los valores para HO-H2 corresponden a Bond *et al.*, (1997). Además de la calibración de Bond *et al.*, (1999) se han propuesto otras calibraciones de edad calendario para valores superiores a los 26 Ka basadas en edades de corales fósiles (Fairbanks *et al.*, 2005; Chiu *et al.*, 2005) pero han sido criticadas por Reimer *et al.*, (2006) y parece oportuno no utilizarlas. No se sabe muy bien si estos procesos se han originado por la dinámica interna de los casquetes de hielo (MacAyeal, 1993) o por cambios climáticos periódicos externos (Broecker, 1994), o a partir del modelo de jökulhlaup en el que se producen, en la glaciación Wisconsin, numerosas liberaciones catastróficas de agua y hielo represados en la desembocadura de la Bahía de Hudson por un gran lago (Lake Zissaga) (Johnson y Lauritzen, 1995).

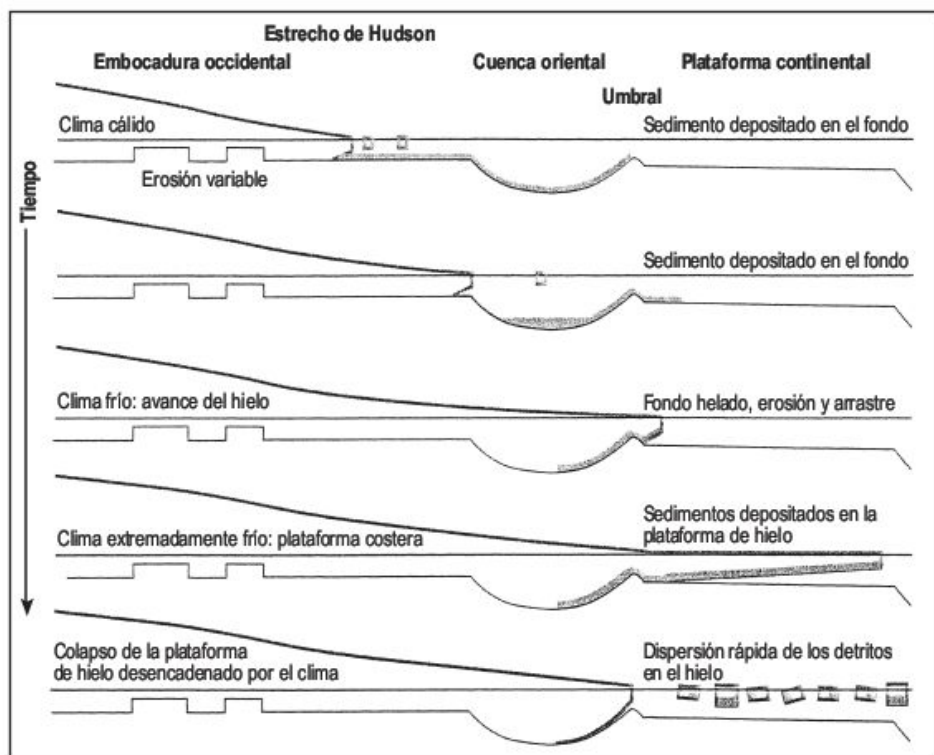
Recientemente, Hulbe *et al.*, (2004) señalan que en la periferia de las plataformas de hielo, formadas en el Este del Casquete Lauréntido durante condiciones de máximo calentamiento, tiene lugar un sustancial aumento de las temperaturas, que produce la fusión superficial de parte del casquete externo y la desintegración súbita de parte del mismo. Todo ello produce la generación de «armadas» de icebergs, que se desplazan por el Atlántico Norte (Fig. 20.5). El agua dulce resultante de la fusión del hielo se hunde en aguas profundas (Rahmstorf, 2002). Como señalan sus autores, la dificultad que plantea esta hipótesis para explicar las causas del abrupto cambio climático, no parece un prerequisite fundamental. La desintegración de las plataformas de hielo Larsen A y B (Antártida) en el año 2002 estuvo relacionada con un lento calentamiento, que superó el umbral en el que el agua superficial procedente de la fusión alcanzó un valor idóneo en el relleno del agua de las grietas de hielo de la plataforma, lo que trajo consigo la disgregación del margen de la plataforma de hielo.

Los eventos Heinrich se han correlacionado con registros de polen en Europa y Norteamérica (Grimm *et al.*,

**TABLA 20.1** Distribución de los principales eventos Heinrich (H) y Younger Dryas (YD) durante los últimos 70.000 años (edades en miles de años desde la actualidad). H0, H1 y H2 indican edades de calendario, H3, H4, H5 y H6 corresponden a edades de  $^{14}\text{C}$  (Bond *et al.*, 1993).

Evento	Edad (Ka)
YD o HO	12,0
H1	15,5
H2	22,0
H3	26,5
H4	35,5
H5	50,1
H6	66,2





**FIGURA 20.5** En el último máximo glacial, los cursos de agua supraglaciares alimentan las plataformas de hielo del Mar del Labrador y de la bahía de Baffin. La dirección de los cursos fluviales corresponde a las líneas más finas. La fuente de sedimentos y su contribución a las plataformas se indican por líneas grises gruesas (Hulbe *et al.*, 2004).

1993), columnas de loess en el centro de China (Porter y Zhisheng, 1995), depósitos glaciares en el Oeste de los Estados Unidos (Clark y Bartlein, 1995) y con conjuntos de facetas triangulares de ladera en el noreste de España

(Gutiérrez *et al.*, 1998a, 2003, 2006). Todo ello parece indicar una influencia climática global de los efectos correspondientes a los eventos Heinrich, al menos en el Hemisferio Norte.

## 20.3 Fluctuaciones de los casquetes de hielo cuaternarios y formas resultantes

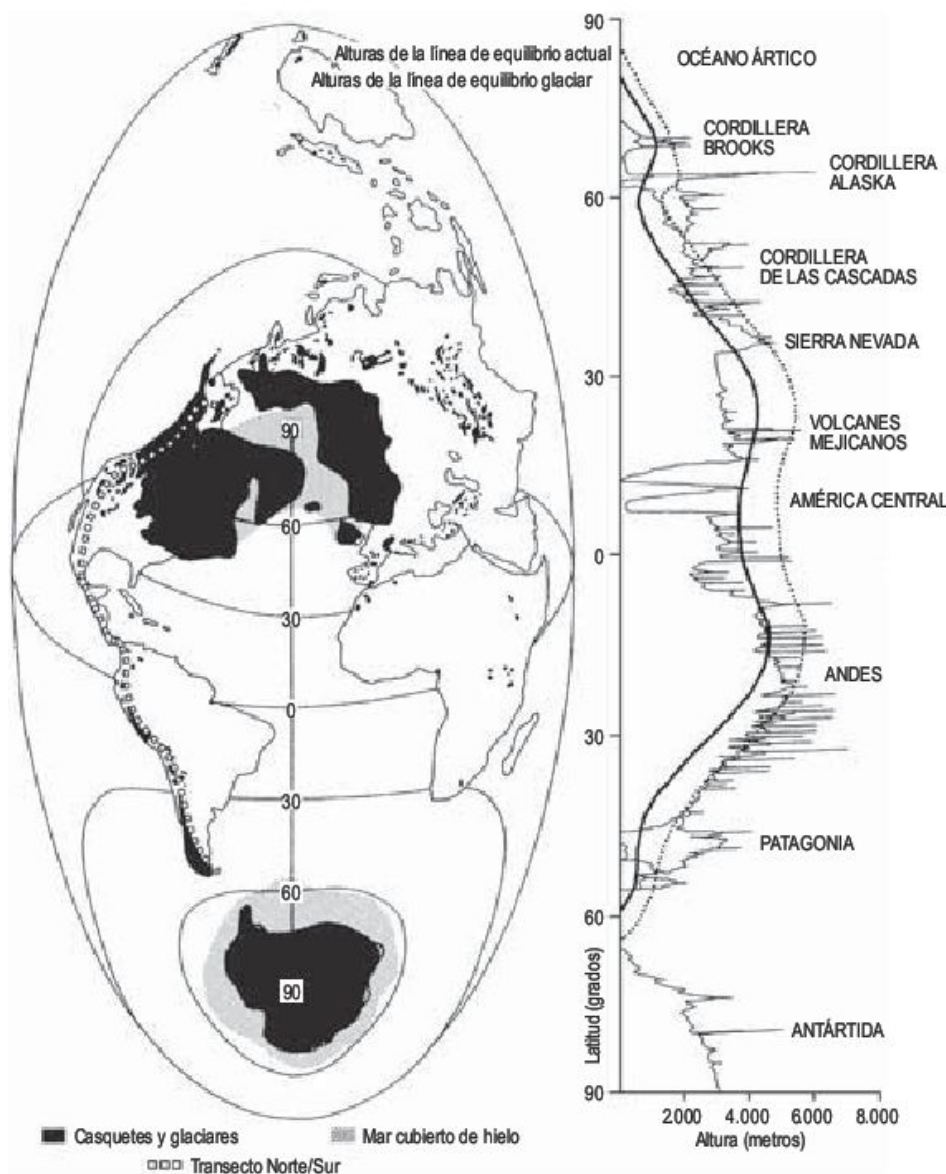
Los avances y retrocesos de los glaciares han incidido en la morfogénesis, por lo que es fundamental conocer con el mayor detalle las oscilaciones sufridas para entender el modelado glacial resultante. Estas formas glaciares se producen por procesos de erosión y de sedimentación y afloran totalmente cuando tiene lugar la retirada de las masas de hielo. A partir de las formas existentes se ha calculado la superficie y direcciones de flujo del hielo en los casquetes.

Las máximas extensiones de los últimos casquetes de hielo tienen una edad parecida. En Dawson (1992) se recopilan datos globales que indican para el Casquete Eurasiático una edad de 15.000-20.000 años BP (Valdai superior), para el Casquete de Fenoscandia 18.000-20.000 años BP (Weichselian superior), para el Casquete Lauréntido 20.000-25.000 años BP (Wisconsin superior)

y para el Casquete de la Antártida 17.000-21.000 años BP. La distribución de los glaciares y casquetes para el último máximo glacial, junto con la variación de la línea de equilibrio en función de la altura y la latitud, se refleja en la Fig. 20.6 (Broecker y Denton, 1990).

El calentamiento posterior al máximo glacial dio lugar a la desaparición de los casquetes de Eurasia, Fenoscandia y Lauréntido, a la par que muchos glaciares de valle y pequeños casquetes de meseta. La respuesta se manifiesta en la modificación de la circulación general atmosférica, en la elevación del nivel del mar por aporte de agua dulce, que, a su vez, modifica la circulación oceánica. Las fusiones no son sincrónicas: el Casquete Cordillera desapareció hace 10.000 años BP, el Lauréntido acabó hace 6.500 años BP, el de Fenoscandia fundió sus hielos total-





**FIGURA 20.6** Izquierda: distribución de los principales casquetes de hielo y complejos glaciares de montaña durante el último máximo glacial. Derecha: representación a lo largo de un transecto norte-sur del descenso de las alturas de la línea de equilibrio (línea de puntos) (derecha) (Broecker y Denton, 1990).

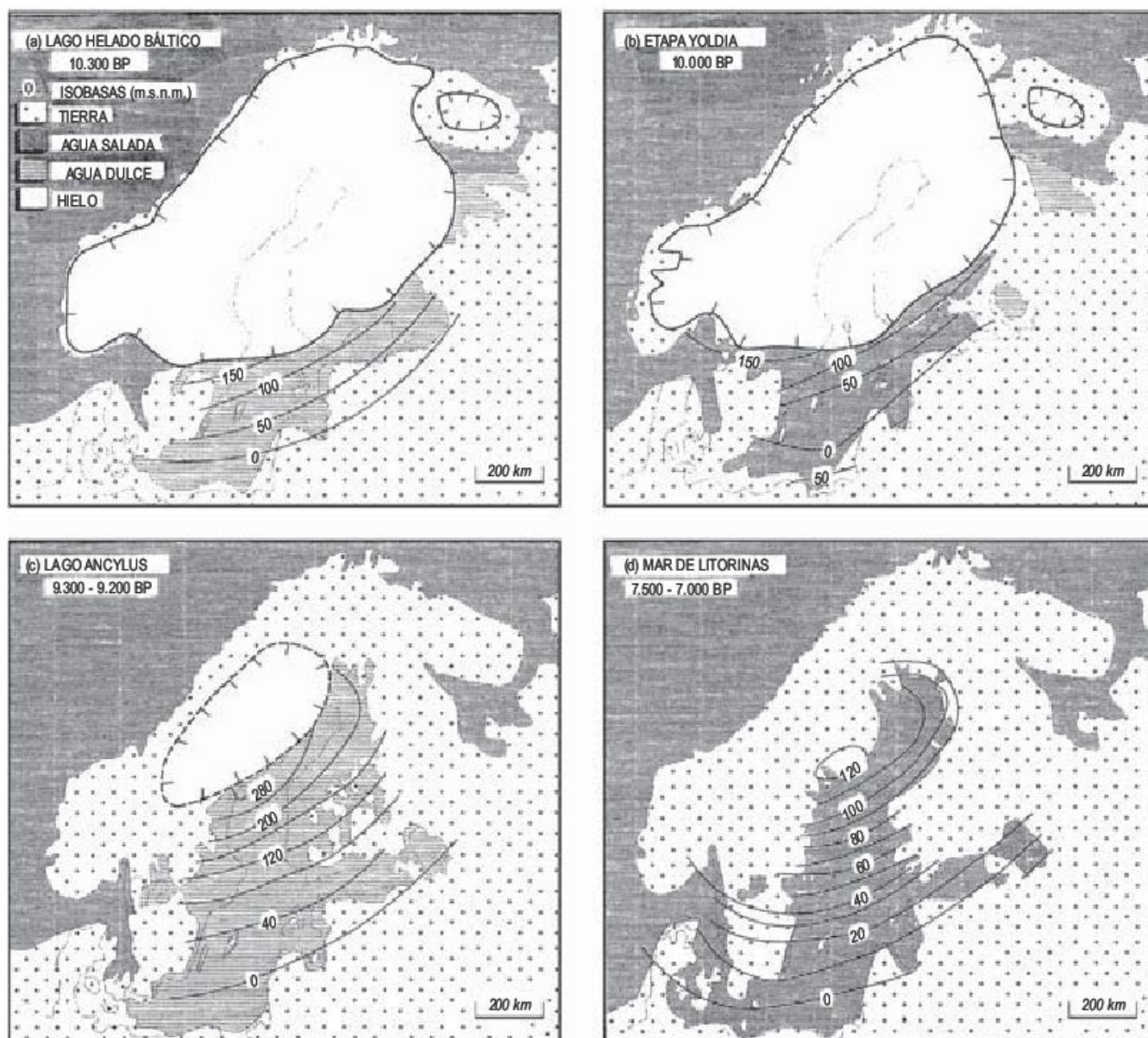
mente alrededor de 8.000 años BP y en el de Eurasia su vida fue algo más corta, 9.000 años BP (según varios autores, en Dawson, 1992).

Es difícil establecer una cronología del retroceso del **Casquete de Fenoscandia** debido a que las morrenas son muy discontinuas y además son difíciles de correlacionar en zonas de fiordos. Después de los 13.000 años BP se produce un rápido adelgazamiento y retracción, correspondiente a un interstadial cálido que perdura hasta los 11.000 años BP. En el sur de Escandinavia se formó un gran lago represado entre las tierras del norte de Europa y el margen meridional del hielo, entre 12.800 y 10.300 BP, denominado *Lago Helado Báltico* (Fig. 20.7) (Benn y Evans, 1998). Hacia los 10.000 años BP la retirada del hielo permitió la penetración de aguas en el mar Báltico (*Etapla Yoldia*). Con posterioridad se produjo un rápido retroceso de los hielos entre 10.000 y 9.000 años BP, quedando el casquete redu-

cido a una pequeña extensión al norte de Suecia y se formó un gran lago de agua dulce (*Lago Ancylus*). Finalmente, y debido probablemente al rebote glacioisostático y a la transgresión flandriense, penetraron las aguas marinas en el mar Báltico y golfo de Botnia (*Mar de Litorinas*).

El **Casquete Lauréntido** se extiende desde el Archipiélago Canadiense en el Océano Ártico hasta los estados septentrionales de los Estados Unidos al sur. Al este, limita con el Océano Atlántico y, al oeste, con las Montañas Rocosas. A partir de este límite y hasta el Océano Pacífico se desarrolla el Casquete Cordillera. Como consecuencia de la gran depresión hidrostática desarrollada, se generaron lagos proglaciares de grandes dimensiones en su margen meridional (Fig. 20.8). La retirada de los hielos se caracteriza por bruscos retrocesos, que provocaron inundaciones catastróficas y modificaciones espectaculares en el relieve. La historia de la fusión de estos dos cas-





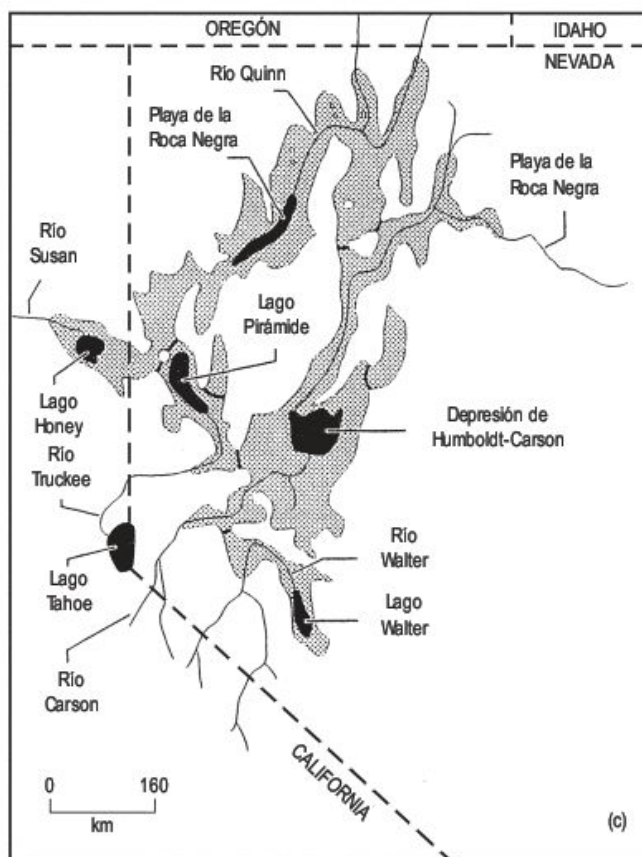
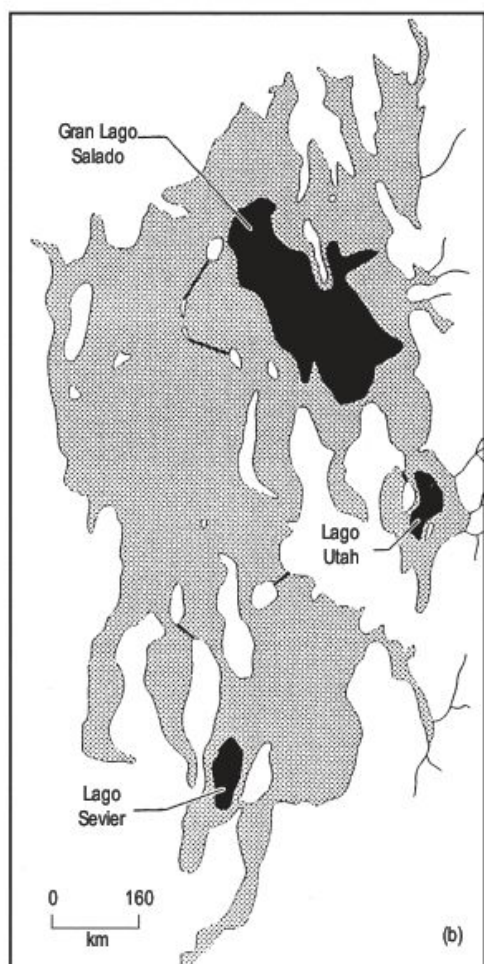
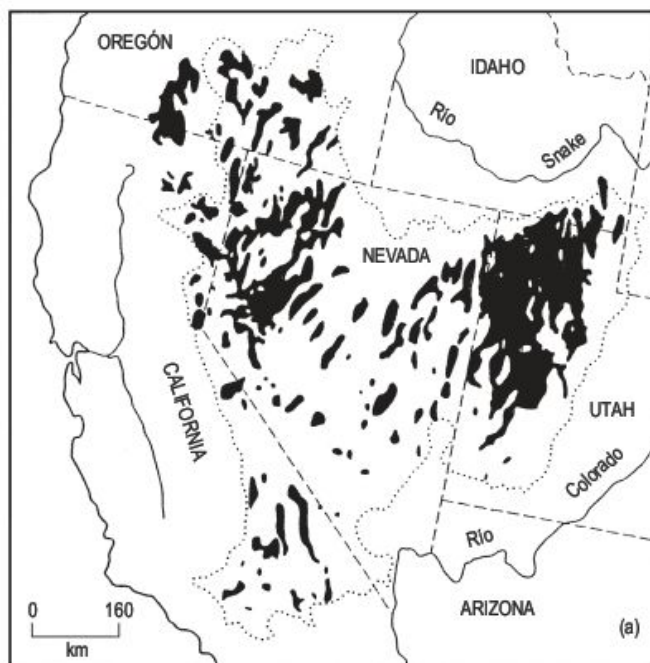
**FIGURA 20.7** Etapas de la retirada del Casquete de Fenoscandia y eventos lacustres y marinos asociados. (a) Mar de Hielo Báltico; (b) Etapa Yoldia; (c) Lago Ancylus; (d) Mar de Litorinas (Benn y Evans, 1998).

quetes no es muy bien conocida. El margen meridional del Casquete Lauréntido presentaba un conjunto de lóbulos de hielo (Fig. 20.9a) cuyos avances y retrocesos parece que no son sincrónicos. La primera retirada comenzó en la parte oriental hace 17.000 años BP, mientras que, al este, permaneció activo hasta los 14.000 años BP. El Casquete Cordillera empezó a retroceder después del gran *jökulhlaup* del Lago Missoula hace 13.000 años BP (Fig. 14.25) (Fig. 20.9a), que rompió la barrera de hielo. Continuó el adelgazamiento del hielo hasta su desaparición hace 10.000 años BP. En el Casquete Lauréntido el periodo 13.000-11.000 años BP marca la desaparición del hielo en los Grandes Lagos. El lago proglaciario más importante fue el Lago Agassiz (Fig. 20.9b), que llegó a desbordar sus

aguas al Golfo de Méjico. Posteriormente la recesión del Casquete trajo consigo un cambio de drenaje hacia el oeste del Océano Atlántico, entre 11.000 y 10.000 años BP. Alcanzó su extensión máxima entre 9.900 y 9.500 años BP y cubrió una superficie de 350.000 km<sup>2</sup>. Con posterioridad a esta época y hasta aproximadamente los 8.000 años BP, se produjeron numerosos *jökulhlaups*, algunos con volúmenes muy superiores al evacuado por el Lago Missoula. El Casquete Lauréntido se redujo paulatinamente hacia el noreste y hace unos 7.000 años BP solo quedaban pequeños restos del mismo (Dawson, 1992).

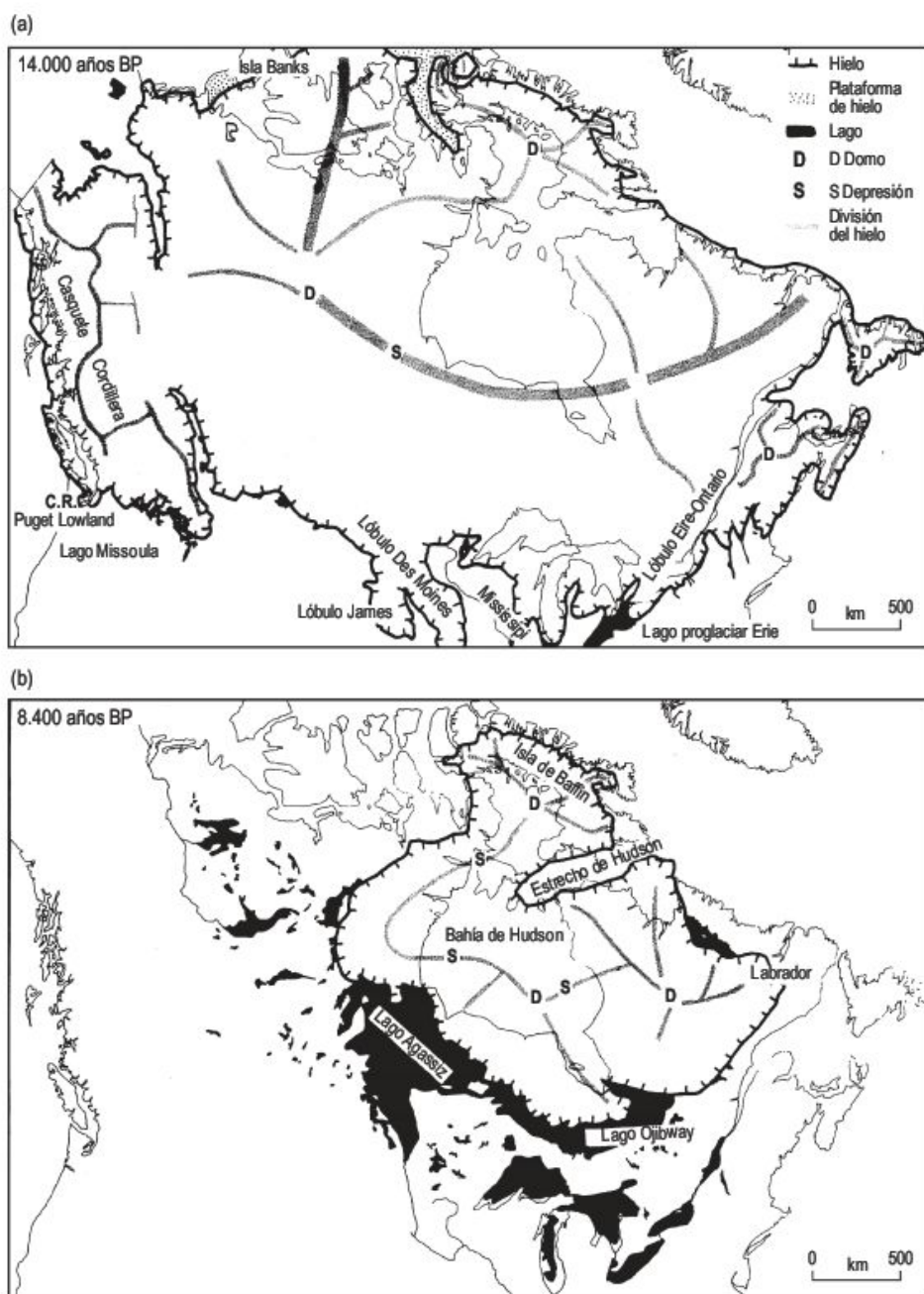
La investigación de los grandes conjuntos de formas erosivas y sedimentarias es una labor importante y compleja, que puede indicarnos las fluctuaciones y los proce-





**FIGURA 20.8** (a) Distribución de los lagos proglaciares del Pleistoceno en el suroeste de Estados Unidos. (b) Lago Bonneville. (c) Lago Lahontan (Goudie, 2004h).





**FIGURA 20.9** Reconstrucción del Casquete Lauréntido. (a) situación hace 14.000 años BP, indicando las principales divisorias del hielo. CR. = Río Columbia. (b) posición hace 8.400 años BP. (Dyke y Prest, 1987).

son producidos por la actividad de los grandes casquetes cuaternarios. Para llevar a cabo estas interpretaciones tenemos que basarnos en analogías precisas de ambientes actuales. A pesar de las dificultades de interpretación, en la actualidad se tiene un conocimiento bastante detallado de los grandes conjuntos de modelados, así como de sus procesos e historia geomorfológica de los casquetes Lauréntido y Fenoscandinavo. En las tres últimas décadas se han producido importantes avances sobre el conocimiento de los cambios climáticos a partir de los registros de sondeos de los sedimentos del fondo marino y del hielo de los casquetes. Todo ello ha supuesto un substancial avance

científico para la interpretación de las formas de relieve elaboradas por los casquetes de hielo (Hughes, 1992).

Las **morfologías erosivas** resultantes de la actividad de los casquetes de hielo son función de un conjunto de variables fundamentales. El factor de mayor incidencia es la temperatura de la base del hielo, ya que al alcanzar el punto de fusión desliza y erosiona. La geología juega un papel variable; por un lado, la erosión se desarrolla más fácilmente en las fracturas, mientras que la presencia de rocas permeables facilita la pérdida de agua y la disminución de la erosión. La topografía controla la potencia del hielo, a la vez que favorece la convergencia y divergencia del flu-



jo del mismo (Chorley *et al.*, 1984). No obstante, hay que tener presente que se reconocen zonas, como en Buchan (Escocia), en las que no se ha producido erosión glaciaria, ya que profundos perfiles de meteorización permanecen intactos, después de haber estado cubiertos por el hielo (Hall, 1986). Es uno de los argumentos que utilizan los seguidores de la hipótesis del proteccionismo glaciario.

Hay autores que se han preocupado de calcular el volumen de erosión glaciaria producido por los casquetes en las latitudes medias. White (1972) considera que su poder erosivo ha sido muy elevado, ya que han movilizado un espesor de más de 1.000 m en la Bahía de Hudson. La labor erosiva de los casquetes se facilita por la presencia de potentes regolitos, superiores a los 50 m en el noreste de Escocia (Fitzpatrick, 1963). En su avance el frente glaciario se encuentra con un material suelto que evacua fácilmente, empujándolo como un «bulldozer» (Bakker, 1965; Thomas, 1994a). Estos regolitos resultantes de una meteorización química preglaciaria constituyen un buen soporte para explicar los tills de grano fino, en contraposición a los constituidos por rocas frescas (Feininger, 1971).

Las formas de erosión areal constituyen huellas de la erosión subglaciaria del sustrato rocoso, que se manifiestan por colinas alargadas, rocas aborregadas y cuencas rocosas. La erosión es más intensa a lo largo de diaclasas, fallas y diques. Este modelado se conoce como topografía de colinas y lagos, denominada de este modo por Linton (1963) en Escocia (Fig. 13.54). También existen grandes áreas con estas morfologías en el Escudo Canadiense y al oeste de Groenlandia. Esta topografía se caracteriza por un relieve azaroso, regida por las estructuras frágiles del sustrato y con una amplitud de relieve que no suele superar los 100 m.

Los depósitos suministrados por la actividad de las masas glaciares ocupan un 10% de la superficie terrestre. Las **formas deposicionales** relacionadas con los casquetes con frecuencia no son fáciles de interpretar, ya que resultan de la superposición de materiales correspondientes a varias glaciaciones, en los que es difícil precisar su edad.

Las morrenas formadas por los casquetes de hielo presentan una disposición más simple que las desarrolladas en glaciares de valle. A primera vista parecen rectas pero

su forma fundamental es arqueada, como en el Casquete Lauréntido, donde reflejan los numerosos lóbulos que presenta el margen frontal del casquete (Fig. 20.8). En muchos lugares estas grandes morrenas son del tipo de empuje o cabalgantes (*thrust moraines*) con cientos de kilómetros de longitud (Fig. 20.10) y hasta más de 400 m de potencia, alcanzando algunos tills espesores de unos 400 m. Localmente pueden sobrepasar los 200 m de altura. Las interpretaciones se dificultan cuando se superponen depósitos de distintas edades con litologías muy parecidas. Las dataciones por  $^{14}\text{C}$  indican que los distintos lóbulos del Casquete han sufrido numerosos avances y retrocesos de carácter cíclico (Clark, 1994).

La retirada de los casquetes de hielo da lugar a abundantes morfologías en contacto con el hielo, como topografías de *drumlins*, *kame* y *kettle*, formas fluvio-glaciares (*eskers* y *pitted sandar*) y glaciolacustres. Todas estas formas son las que ocupan mayor extensión dentro de los límites sucesivos de los casquetes. Existen excelentes ejemplos en el centro de Canadá (Fig. 20.11), donde el área de divisoria del Casquete se situaba en la parte oriental y estaba envuelta por morrenas acanaladas, *drumlins* y *eskers*. La periferia occidental se caracteriza por afloramientos del sustrato y una delgada película de material de origen glaciario (Aylsworth y Shilts, 1989). Se reconocen estos ejemplos espectaculares de estas agrupaciones de formas en Labrador, al este de Canadá, en Escandinavia y en Finlandia y la Península de Kola (Rusia) (Fig. 14.29).

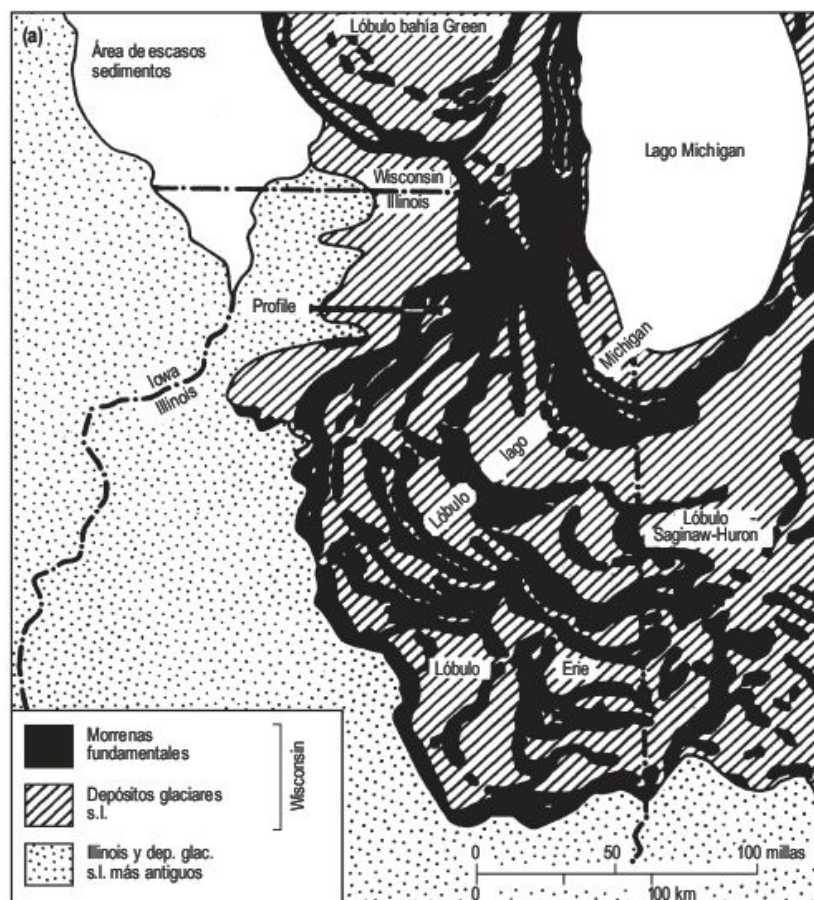
Benn y Evans (1998) llevan a cabo un intento de generalización, al menos para el Casquete Lauréntido, de la evolución a grandes rasgos de estas grandes acumulaciones continentales de hielo, para la última retirada glaciaria. Las primeras épocas se caracterizan por sucesivos avances y retrocesos de los hielos, que producen la deposición de gran cantidad de sedimentos y la reestructuración de los mismos, así como el represamiento de lagos por el hielo. Cuando con posterioridad los hielos se retiran rápidamente y se generan morrenas y *eskers* discontinuos, sobre un sustrato rocoso, a la vez se producen nuevos represamientos que dan lugar a lagos marginales. En las últimas etapas del retroceso, las morrenas son más extensas y se genera una importante red de *eskers*, que indica la dirección del flujo hídrico regional.

## 20.4 Retrocesos de los glaciares de circo y de valle

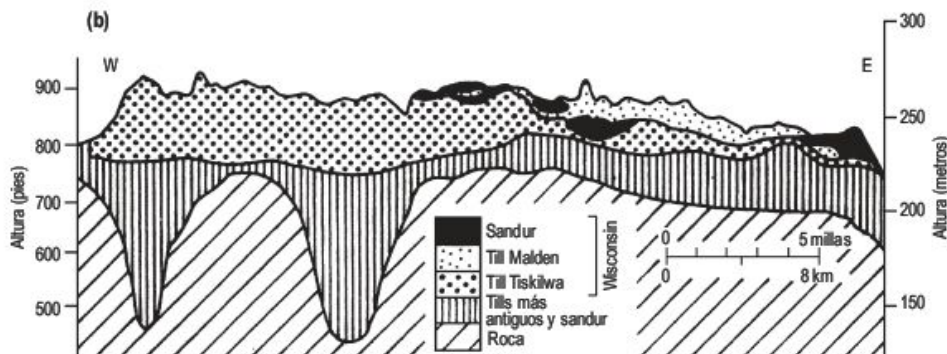
Los **glaciares de circo** suelen ser los últimos indicadores de la última etapa glaciaria. Por eso, su estudio puede representar un ejemplo excelente de la relación entre los cambios climáticos recientes y las fluctuaciones de los glaciares (Chueca *et al.*, 2002; Grove, 2004).

Las regiones alpinas se caracterizan por un paisaje de picos apiramadales (*horns*), aristas entre los glaciares, circos y perfiles longitudinales con frecuentes sobreexcavaciones. En zonas que han sufrido un gran retroceso, o que tienen además una escasa alimentación, el paisaje domi-





**FIGURA 20.10** Depósitos glaciares al sur del Lago Michigan. (a) al menos cuatro lóbulos (*lobes*) del frente del Casquete Laurentino han formado esta configuración (Frye y Willman, 1973). (b) perfil a través de los mantos de till del sur de Illinois (Wickham y Johnson, 1981).

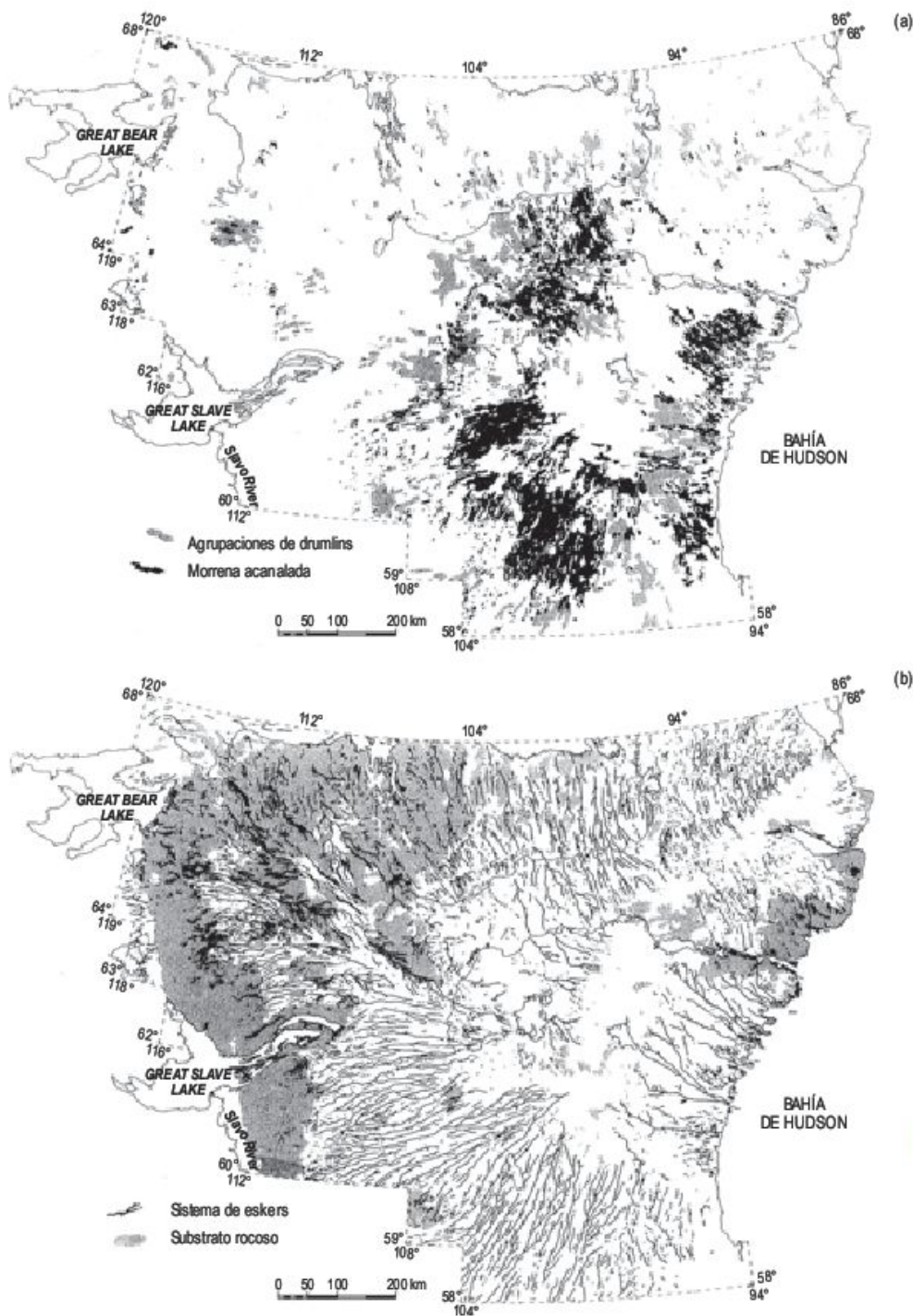


nante es el de los circos glaciares (Fig. 20.12). Estas formas se desarrollan en todas las orientaciones, aunque se generan más fácilmente en las zonas de umbría, protegidas de la insolación y, por lo tanto, de la fusión de los hielos. A la desaparición del hielo glaciar se sucede con frecuencia la generación de glaciares rocosos que se ubican en los circos.

Un buen ejemplo lo constituye el trabajo de las respuestas de los cambios climáticos desde la Pequeña Edad del Hielo en el Glaciar de la Maladeta (Pirineos centrales) (Chueca *et al.*, 2005). Los métodos utilizados son: la iconografía, mapas topográficos, fotografías aéreas, fotografías terrestres y acompañados con la obtención de datos climáticos a partir de la dendrocronología y del registro

instrumental. La máxima extensión del Glaciar de la Maladeta se produjo aproximadamente en 1820-1830, según las dataciones de sus depósitos morrénicos (Chueca y Julián, 1996). El glaciar ocupaba una superficie de 152,3 hectáreas y fue paulatinamente deshelándose hasta alcanzar 54,5 hectáreas en el año 2000 (Fig. 20.13), reduciendo su tamaño a 35,7%. El retroceso no ha sido uniformemente continuo, sino que Chueca *et al.*, (2005) reconocen varias etapas de estabilización del glaciar, de moderado retroceso y de marcada recesión del hielo glaciar; en conjunto diez etapas. Estas etapas se deben a diferentes balances de masa del glaciar, pero ningún balance positivo produjo avances detectables.





**FIGURA 20.11** Distribución de las formas glaciares en Keewatin, centro de Canadá. (a) localización de los drumlins y morrenas acanaladas (morrenas Rogen). (b) distribución de eskers y substrato rocoso (Aylsworth y Shilts, 1989).

La comparación temporal de esta deglaciación con otras zonas alpinas mediterráneas señala que no se produce al mismo tiempo, debido a la importancia de factores locales, tales como la topografía, orientación, presencia o ausencia de cobertera de detritos o condiciones topoclimáticas particulares. No obstante, existe en todas las zonas un retroceso areal y de potencia, llegando incluso a veces a la extinción del glaciar (Chueca *et al.*, 2005).

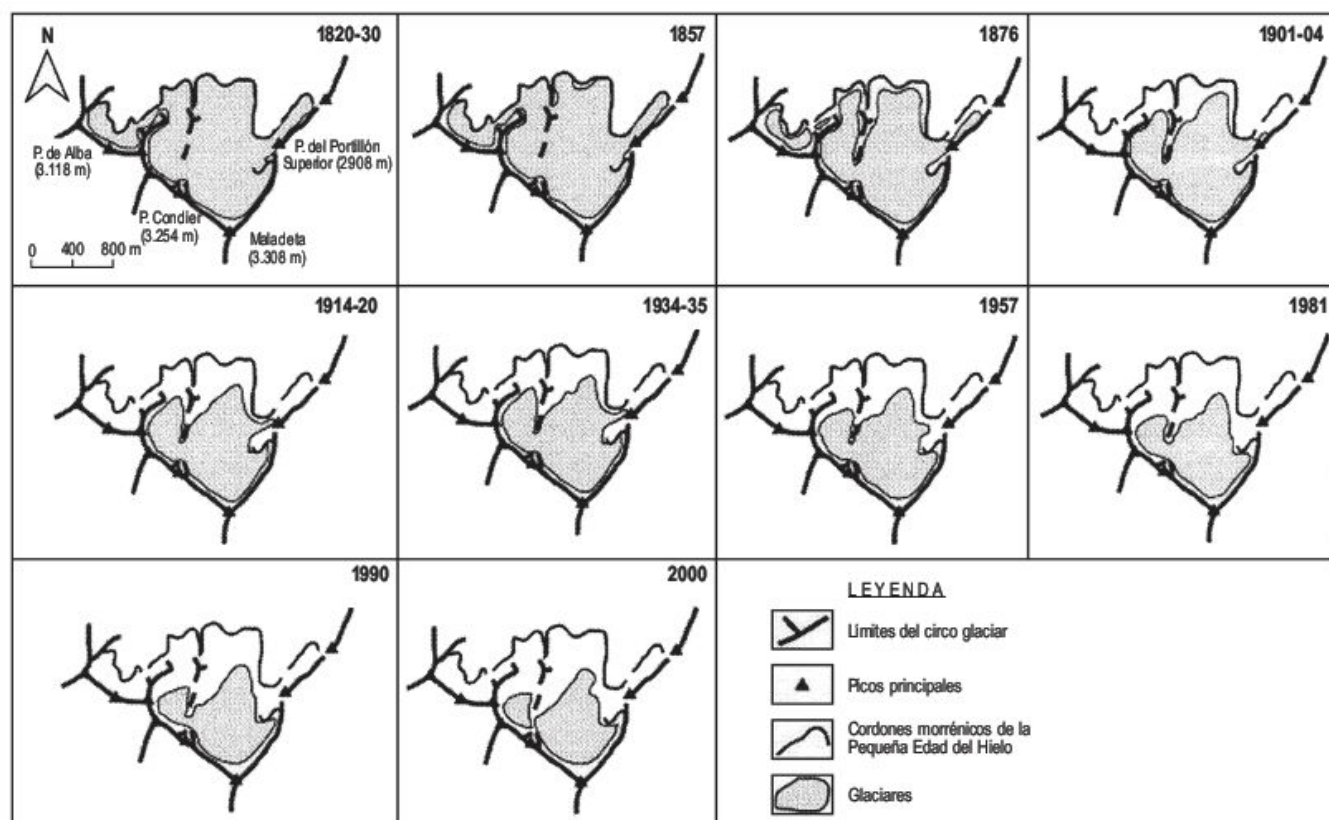
Los **valles glaciares alpinos** se caracterizan por su gran profundidad y paredes verticalizadas, en las que la crioclastia actúa con gran intensidad, suministrando clastos a los márgenes del fondo del valle. Generalmente estas artesas se elaboraron a partir de valles preglaciares.

En épocas históricas, las fluctuaciones de los glaciares han preocupado considerablemente a los habitantes de los valles, ya que eran la causa de numerosos desastres, que afectaban a la vida de las personas y a sus propieda-





**FIGURA 20.12** Glaciares de circo. Cordillera de Vilcanota. Sur de Perú. Foto J. L. Peña.



**FIGURA 20.13** Evolución del Glaciar de la Maladeta (Pirineos centrales), a través de las diez etapas analizadas (Chueca *et al.*, 2005).

des. Los sucesos catastróficos se producían por avances de la lengua glaciar y fundamentalmente por roturas de lagos represados por el hielo o por deslizamientos (Tufnell, 1984). Este conocimiento histórico de los eventos de los valles alpinos suministra datos muy valiosos sobre la evolución de los glaciares (Grove, 2004). La comparación de pinturas y grabados de los siglos XVIII y XIX con fotografías recientes y actuales aporta datos importantes sobre las

fluctuaciones de los glaciares (Lamb, 1977; Stroeve *et al.*, 1989). Por otra parte, en las últimas décadas se han llevado a cabo investigaciones precisas sobre el balance de masas, en relación con proyectos hidroeléctricos, en el que se relaciona las variaciones del glaciar con el cambio climático (Oerlemans, 1989a,b).

Los valles glaciares son las formas más espectaculares, que indican la gran capacidad erosiva de las masas de

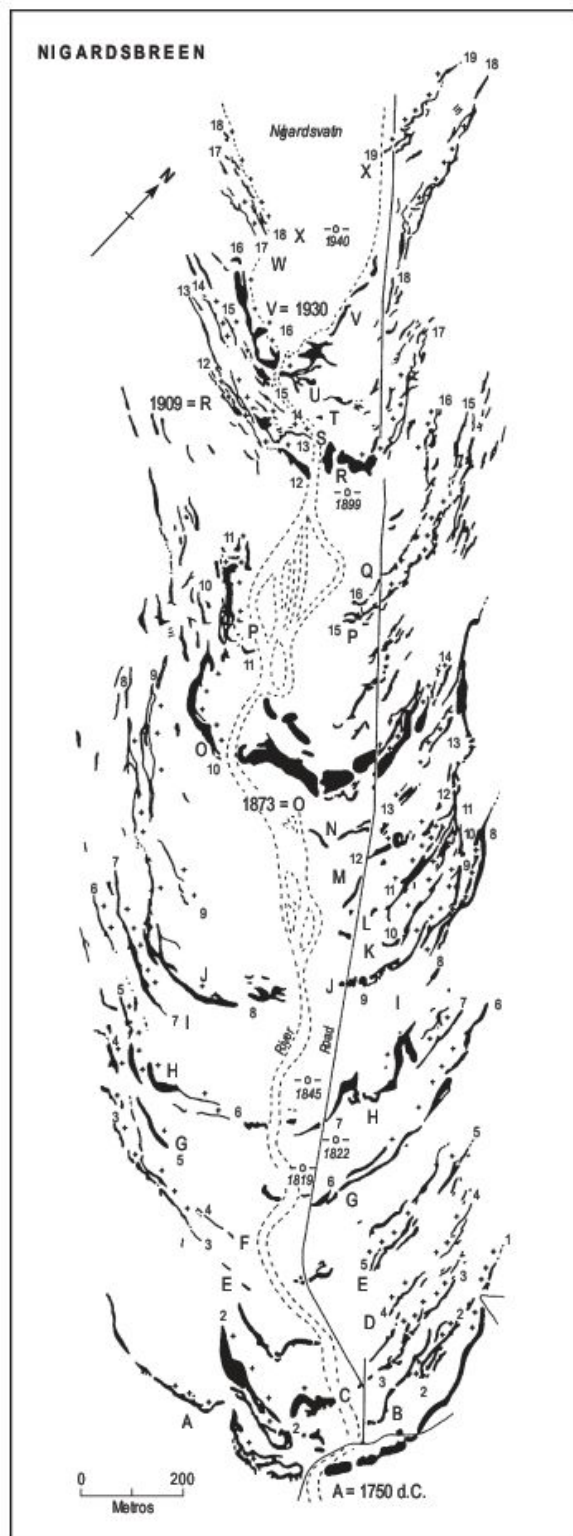


hielo. Una de las características más significativas son las morrenas laterales, que se unen con la terminales generando un arco morrénico. Este arco alcanzará mayor potencia si el glaciar permanece estacionario, aunque por lo general las aguas de fusión glaciar lo erosionan paulatinamente. En algunos glaciares de valle, las partes terminales, correspondientes a los arcos morrénicos, presentan un buen grado de conservación y además se dispone de numerosas dataciones efectuadas por liqenometría, como el valle glaciar Nigardsbreen (Noruega) (Fig. 20.14).

En las dos últimas décadas, varios investigadores han señalado la asincronía del último máximo glaciar en los Pirineos. Se reconocen en los Pirineos españoles depósitos de *till* aislados atribuidos a ciclos glaciares anteriores. El momento de máxima extensión de los glaciares se estima antes de 38.000 años BP, con anterioridad al Último Máximo Glaciar (LGM-Last Glacial Maximum) (Vilaplana, 1983; Bordonau, 1992; Montserrat, 1992). También se ha señalado una glaciación anterior en varios valles del Pirineo francés, Vosgos, Alpes y Cordillera Cantábrica (noroeste de España) (véase García-Ruiz *et al.*, 2003). La historia del máximo avance glaciar y de la desglaciación en los Pirineos centrales españoles, se ha llevado a cabo mediante estudios geomorfológicos y sedimentológicos de los depósitos glaciares, junto con un análisis palinológico de los sedimentos glaciolacustres y dataciones de AMS ( $^{14}\text{C}$ ) (Fig. 20.15). La máxima extensión de los glaciares pirenaicos durante la última glaciación tuvo lugar con anterioridad a los 30.000 años BP. Con posterioridad, tuvo lugar un avance durante el período más frío (alrededor de 20.000 años BP), sincrónico con la máxima extensión global de los glaciares, pero en los Pirineos fue más extensa que la anterior (García-Ruiz *et al.*, 2003).

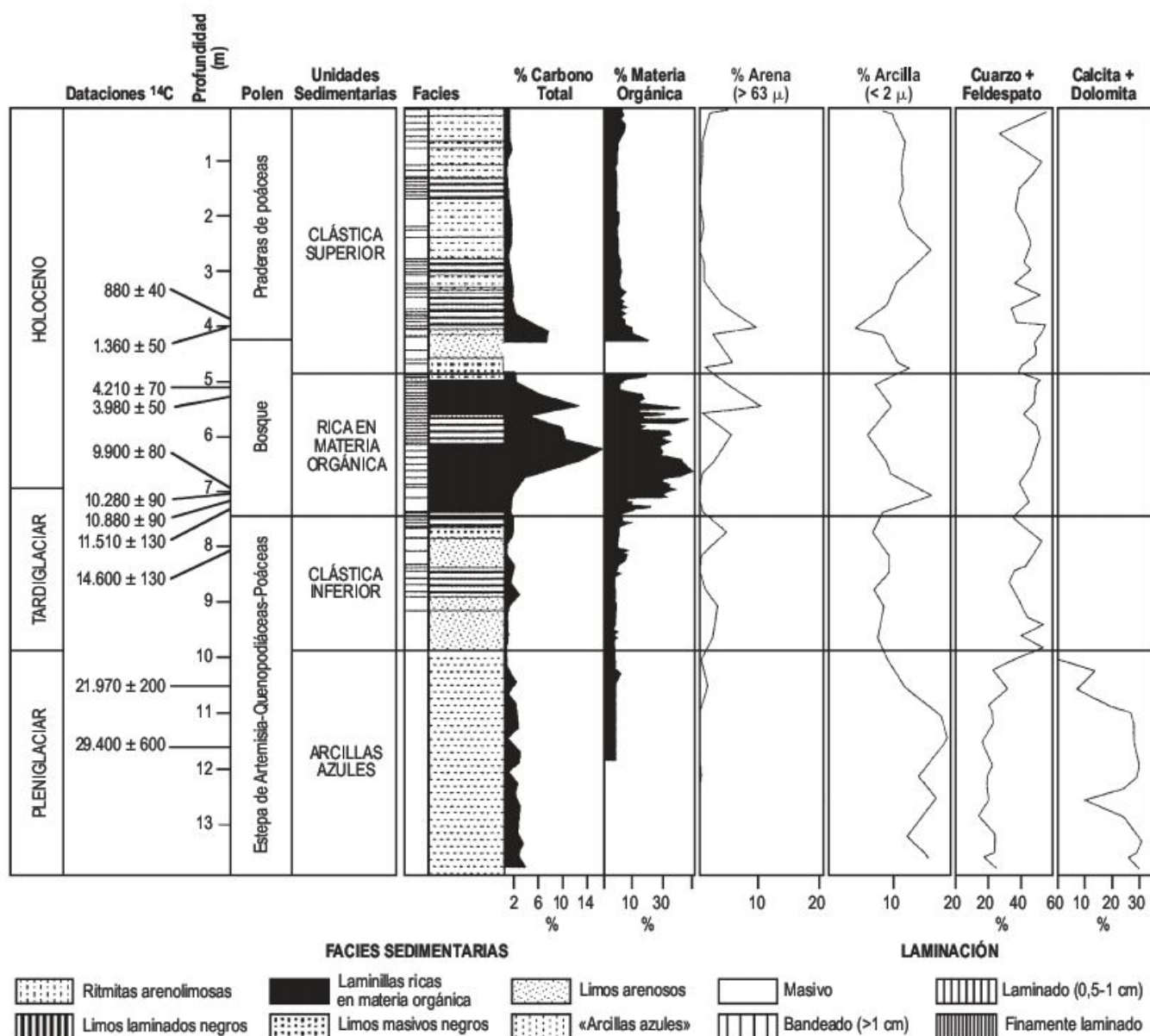
Uno de los efectos más interesantes de los ambientes de montaña deriva de los lagos represados por el hielo, que son de vida muy efímera. En ellos el valle glaciar principal bloquea la salida del drenaje de valles secundarios. La retracción de la lengua de hielo llega a desencadenar la evacuación del agua del lago y un nuevo avance puede traer consigo otro represamiento. De este modo, podemos estudiar estas fluctuaciones del hielo, que están en relación con cortos cambios climáticos. Se conocen muchos ejemplos de lagos represados por el hielo en una gran parte de las cordilleras y en zonas de altas latitudes. En Twidale (1976a) pueden encontrarse numerosos ejemplos.

Un caso particular de sedimentación glaciar tiene lugar cuando la lengua glaciar acaba en un lago o en el mar, circunstancias asociadas muchas veces con los efectos de los cambios climáticos (Fig. 20.16). En la Fig. 20.17 se ilustran dos de las asociaciones de facies propuestas por Powell (1981) para los glaciares-fiordo de Alaska. La asociación, representada en la parte superior de la figura, es característica de márgenes glaciares estacionarios en lenta retracción. En estas condiciones se depositan grandes abanicos o morrenas. La parte inferior representa los már-



**FIGURA 20.14** Secuencia de cordones morrénicos que indican el retroceso del glaciar Nigardsbreen (Noruega) desde su máxima posición en la Pequeña Edad del Hielo. Las morrenas están señaladas con letras (A-X) y numeradas del 1-19 en el borde noreste y de 1-18 en el suroeste. Las dataciones se han obtenido por liqenometría y los lugares están marcados (+) (Bickerton y Matthews, 1992).





**FIGURA 20.15** Resumen de los registros sedimentológicos y palinológicos del Lago de Tramacastilla (Pirineos centrales) (Montserrat, 1992; Valero-Garcés *et al.*, 1998; en García-Ruiz *et al.*, 2003).

genes de un fiordo que recibe sedimentos del margen del glaciar en tierra. Cuando las aguas de fusión penetran en

el fiordo se producen deltas con sus sistemas de capas de fondo, frontales y de techo (Fig. 20.18).

## 20.5

## Glacioisostasia y glacioeustasia

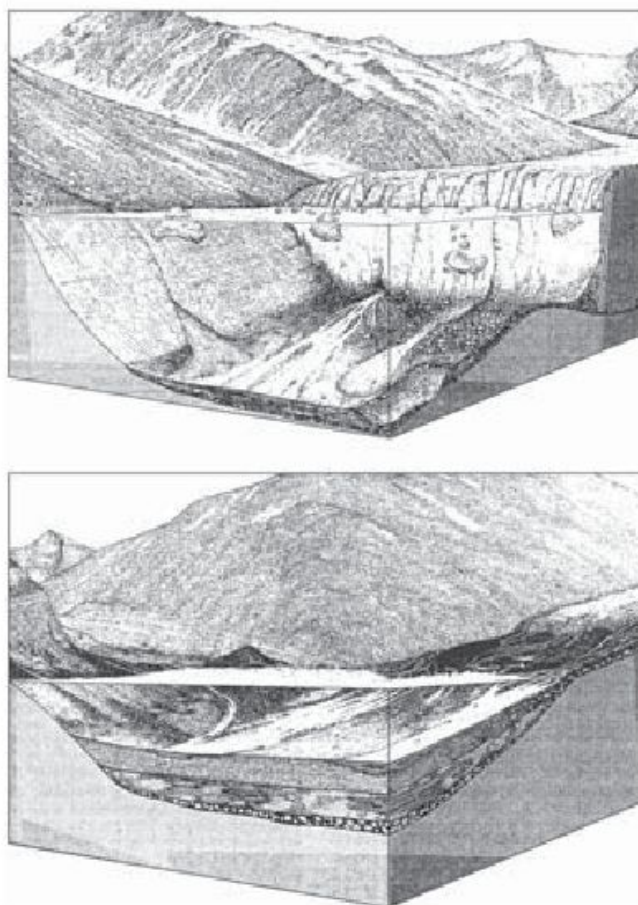
La **glacioisostasia** tiene lugar por el crecimiento y desaparición de los casquetes de hielo. Al producirse la progresión de estos últimos la litosfera se deforma por el peso de la

masa de hielo, siendo la magnitud de la depresión función del espesor del casquete y de la relación entre las densidades del hielo y de la roca, que es aproximadamente 0,3, por





**FIGURA 20.16** Lengua glaciar de escape, procedente del Casquete de la Antártida, desembocando en el mar. Glaciar Whisky. Isla de James Ross (Antártida). Foto A. Martín-Serrano.



**FIGURA 20.17** Modelados deposicionales de glaciares en retroceso basados en ejemplos de Alaska. Arriba: glaciar que retrocede lentamente en aguas someras. Abajo: margen de un glaciar en tierra, que suministra sedimentos a un delta (Powell, 1981).

lo que la depresión originada es un tercio del espesor del casquete de hielo. Esta depresión alcanza sus valores mayores bajo la potencia máxima del hielo y disminuye hacia los márgenes. El casquete está rodeado de una depresión periférica, cuya altura resulta de la relación  $H/11,5$ , en el que  $H$  es la altura del casquete de hielo (para 1.800 m la depresión es de 155 m). Más allá de la depresión se produce un ligero abombamiento, cuya altura es  $H/100$ , es decir 18 m (Fig. 20.19) (Walcott, 1970). Su origen se debe a una transferencia lateral de material subcortical bajo el casquete de hielo.

La depresión glacioisostática se recupera con la fusión de los hielos, mediante un rebote elástico que al principio es débil (rebote restringido), seguido de un periodo de levantamiento acelerado (rebote postglaciar) y, finalmente, acaba con un rebote residual de escasa magnitud (Andrews, 1970).

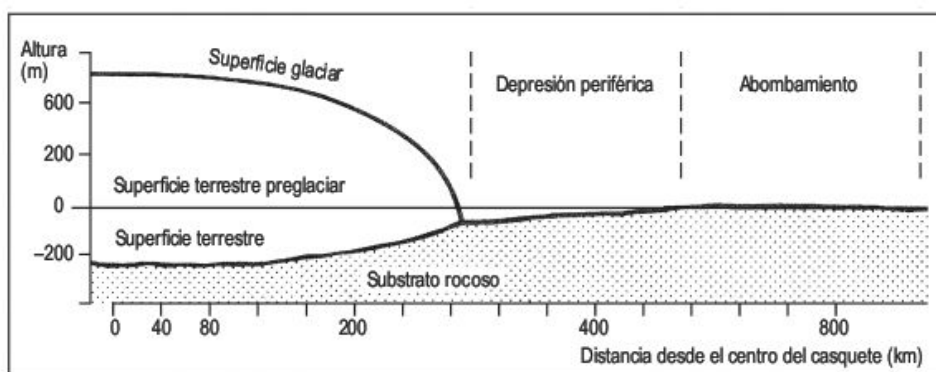
Las reconstrucciones del rebote glacioisostático se realizan a partir de estudios de playas y deltas levantados, que contienen conchas marinas y depósitos fosilíferos de limo y arcilla, los cuales pueden ser datados por  $^{14}\text{C}$ . Se pueden elaborar **isobasas** que representan la geometría de las superficies que se forman a nivel del mar en una época determinada, las cuales reflejan los efectos de la carga de hielo. Estas isobasas han permitido constatar que el Casquete Lauréntido, durante el máximo glaciar, tenía varios domos asociados a una depresión central (Andrews, 1970, 1975), mientras que en el Casquete de Fenoscandia solo existía un abombamiento central (Mörner, 1980b) (Figs. 20.7 y 20.20) con un máximo levantamiento en el norte del Golfo de Bothnia. Las isobasas configuran una morfología elíptica que indican que funcionó por separado del domo de las Islas Británicas.

Estos datos obtenidos de la glacioisostasia se han utilizado para obtener información sobre la naturaleza de la





**FIGURA 20.18** Glaciar Bertrand que suministra sedimentos al Lago Argentino. Patagonia (Argentina). Foto C. Sancho.



**FIGURA 20.19** Principio de la glacioisostasia, que muestra la depresión de la litosfera bajo un casquete de hielo (modificado, Benn y Evans, 1998).

viscosidad del manto. Se proponen dos modelos: el primero señala que la viscosidad del manto es relativamente uniforme con la profundidad y el segundo defiende un incremento de viscosidad en el techo del manto superior. Los valores del segundo modelo encajan con la pérdida de carga del Casquete Lauréntido (Peltier y Andrews, 1983) y para Fenoscandia el primer modelo se ajusta más adecuadamente (Morner, 1980b). Todo esto implica que los procesos de construcción del casquete y deshielo del mismo están asociados con deformación plástica dentro de la astenosfera.

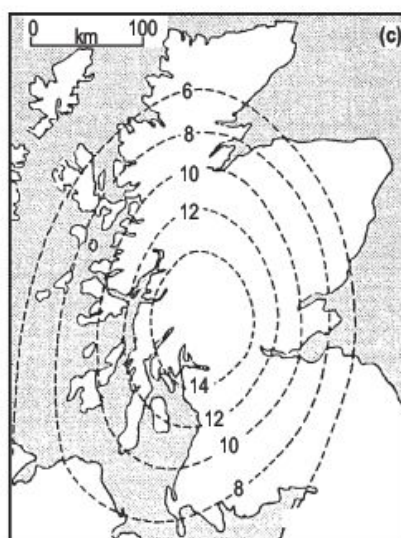
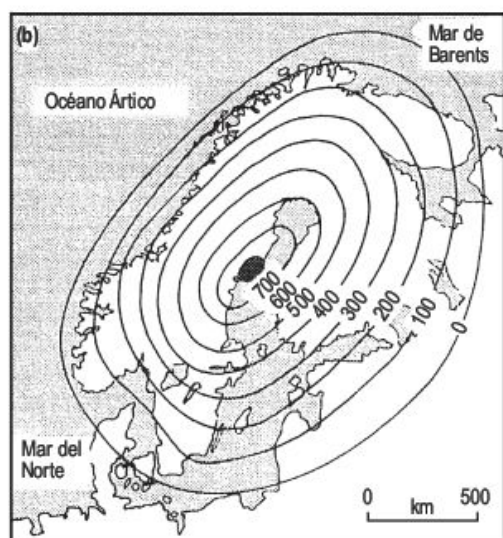
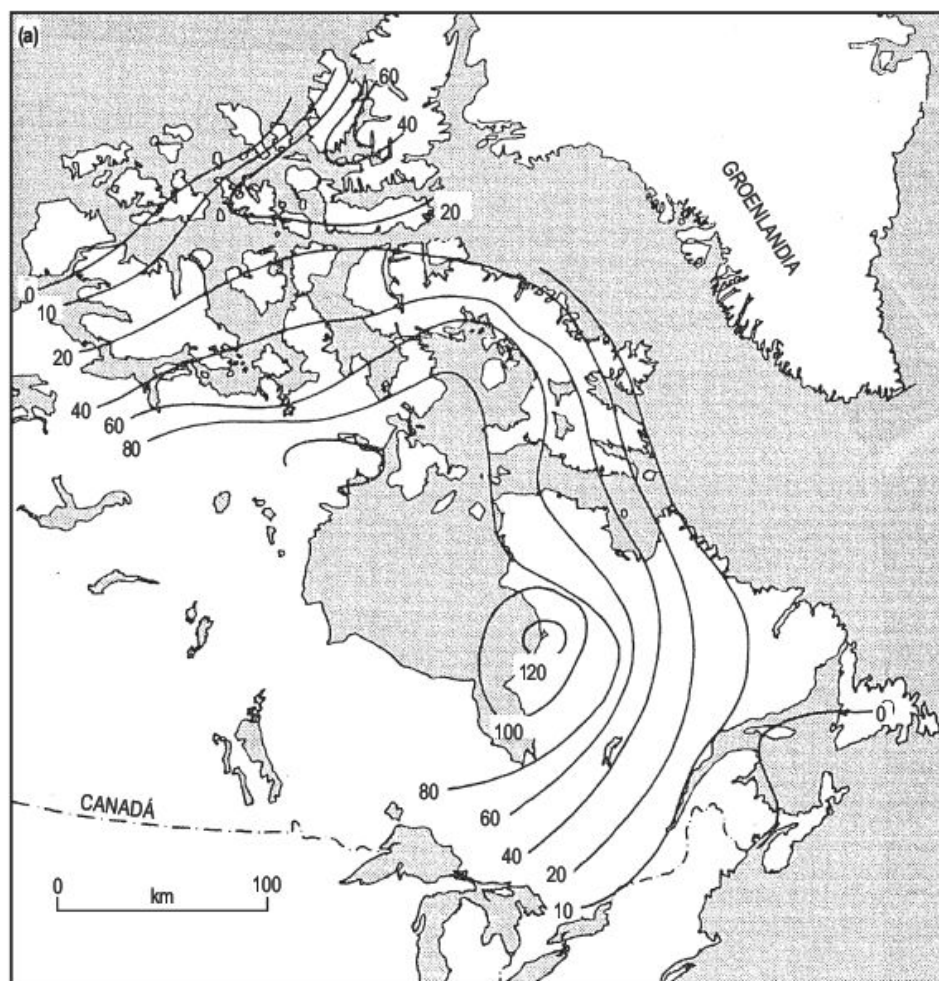
Como consecuencia de los incrementos y disminuciones de las masas de hielo existentes en los continentes, se producen importantes variaciones del nivel del mar, denominadas **glacioeustáticas**. Estas fluctuaciones se registran mediante el estudio de los isótopos de oxígeno contenidos en los foraminíferos de los sondeos del océano profundo (Fig. 20.4).

A las variaciones glacioeustáticas se superponen otros mecanismos: las causas tectónicas relacionadas con la ca-

pacidad de los océanos; los isostáticos; la hidrostasia, que representa la respuesta litosférica a la carga de agua de los océanos, y el efecto geoidal. Los factores más importantes son los glaciares y los tectónicos, aunque durante el Cuaternario superior las variaciones glacioisostáticas fueron las más significativas. No cabe duda de que la reconstrucción de los antiguos niveles del mar en determinadas áreas es bastante compleja, ya que están implicados numerosos factores.

Fairbanks (1989) llevó a cabo un estudio sobre los corales de las Islas Barbados. Sabemos que el coral crece cuando se expone por encima del nivel del mar. Si éste asciende los corales crecen sobre otros más antiguos. De este modo, por dataciones radiométricas se puede conocer la edad de los corales y, a su vez, se obtiene un registro de las variaciones de nivel del mar en el periodo postglaciar. Este registro junto con el llevado a cabo en el Océano Índico (Fig. 20.4) son similares y pueden representar las fluctuaciones del nivel del mar en una gran parte de la superficie de Tierra, pero no son aplicables a





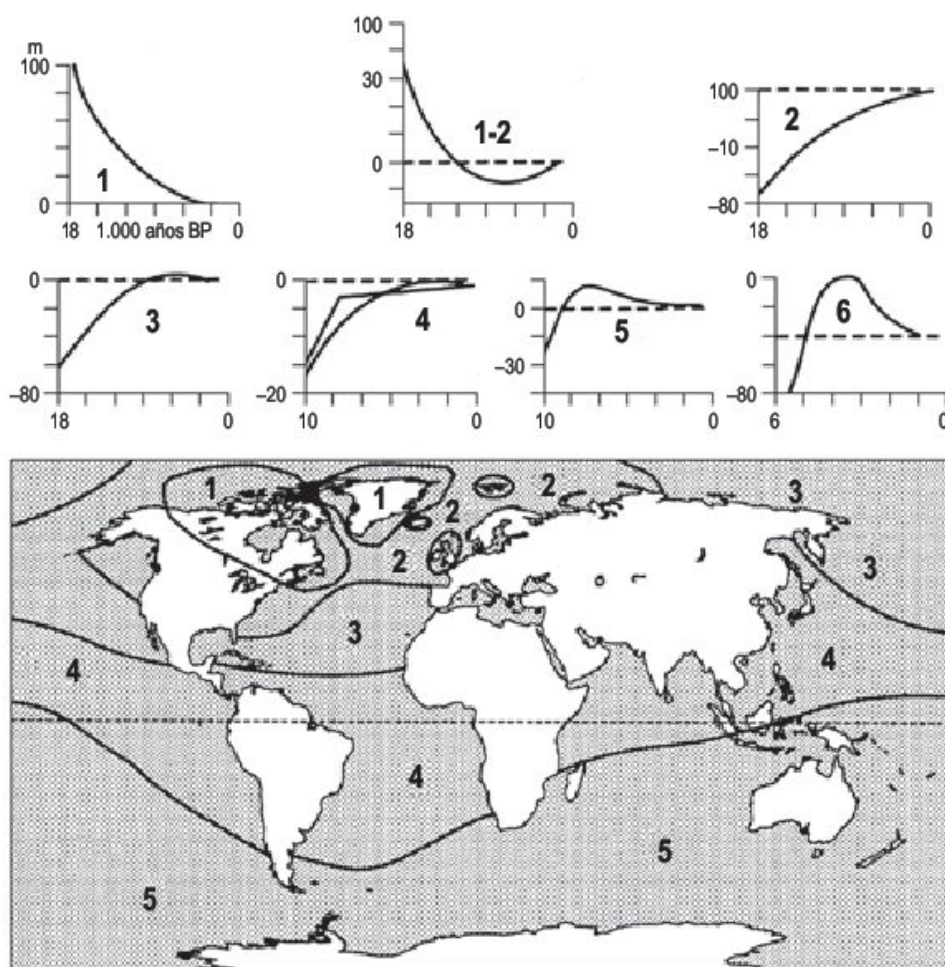
**FIGURA 20.20** Mapas de isobas regionales en metros. (a) Mapa de isobas que muestra la elevación de la línea de costa en Canadá oriental desde 6.000 años BP. Se observa la presencia de varios domos. (b) Levantamiento absoluto de Escandinavia durante el Holoceno. (c) Isobas correspondientes al máximo levantamiento de la línea de costa (7.000-6.000 años BP) en Escocia (Andrews, 1970; Mömer, 1980b).

lugares próximos a las áreas de casquetes de hielo (Boulton, 1993).

La importancia de la eustasia e isostasia depende del lugar donde nos encontremos con respecto a los casque-

tes glaciares. En los límites de los mismos el efecto isostático es el fundamental. En función de las características de las curvas de nivel postglaciares se ha dividido la superficie de la Tierra en seis **zonas de nivel del mar**





**FIGURA 20.21** Distribución de las zonas de nivel del mar y curvas relativas de nivel del mar típicas (Clark *et al.*, 1978).

(Clark *et al.*, 1978; Clark, 1980) (Fig. 20.21). La Zona 1 está en los márgenes de los casquetes y la costa presenta un levantamiento continuo debido a la recuperación isostática. La Zona 1-2 constituye una zona de transición con un levantamiento inicial y hundimiento posterior debido al colapso del abombamiento marginal del casquete. La Zona 2 está lejos de los casquetes y el nivel del mar ha sufrido una elevación continua, al igual que la Zona 3 excepto que hace unos miles de años se formó por emersión una playa. La Zona 4 corresponde a las zonas

tropicales y el mar se eleva desde la glaciación, mientras que en la Zona 5 tiene lugar un ascenso con la fusión de los casquetes y cuando éste cesa se produce una emersión, como consecuencia de efectos hidrostáticos. La Zona 6 incluye todas las plataformas continentales, excepto las de la Zona 2 y se caracteriza por una débil emersión después de la fusión, como resultado del levantamiento isostático de los márgenes costeros. Estas curvas de nivel del mar pueden estar afectadas por movimientos tectónicos.

## 20.6

### Reconstrucción de los ambientes periglaciares

Las morfologías periglaciares relictas juegan un papel muy importante en la reconstrucción de los climas dominantes del Cuaternario superior. El grado de modificación del mo-

delado depende de la situación y persistencia de las áreas periglaciares, que son muy acusadas en la proximidad de los casquetes. La litología ejerce una influencia significa-



tiva en la conservación de las formas periglaciares. Así, hay rocas muy susceptibles a la gelivación, mientras que los materiales sueltos se modelan fácilmente por algunos procesos periglaciares. Estos procesos son variables según se trate de climas continentales como los de la Rusia europea, o de climas marinos como los de Islandia. Las reconstrucciones paleoclimáticas deben depender de las características actuales de su formación, pero esto no siempre es válido, ya que se reconocen gran cantidad de diferencias entre los ambientes periglaciares pleistocenos de las latitudes medias y los actuales de las altas latitudes (French, 1996). La causa fundamental se debe a las situaciones solares. Ambas latitudes están sometidas a veranos e inviernos, pero existe un gran contraste y rapidez en el cambio entre ambas estaciones. El ritmo de días y noches es la diferencia fundamental (noche o día ártico). Por otro lado, en el Pleistoceno la insolación diurna fue más acusada en las latitudes medias que hoy en las altas latitudes, por lo que la gelivación, *creep* de helada y acción de las agujas de hielo fueron posiblemente varias veces más intensos que en las altas latitudes actuales. También, en las latitudes medias, se manifiesta claramente el efecto de la orientación con respecto al sol y las laderas de solana su-

fren mayor número de ciclos de hielo y deshielo que las de umbría. Por otra parte, en el Pleistoceno la acción del viento era más importante en las latitudes medias que en las altas, ya que existían fuertes gradientes en los bordes de los casquetes de hielo y además se desarrollaban en los márgenes extensas llanuras de *till* y *sandar*, que constituían el área fuente de sedimentos finos. Finalmente, la actividad fluvial debió ser más intensa en las latitudes medias como consecuencia del mayor número de días de deshielo. En resumen, los medios periglaciares de las latitudes medias en el Pleistoceno fueron substancialmente diferentes de los de las altas latitudes continentales, según las razones anteriormente señaladas.

Debido a estos argumentos, el problema principal es encontrar indicadores precisos que atestigüen condiciones periglaciares pretéritas. Quizás los marcadores más realistas son la presencia de moldes de cuñas de hielo y de arena, que indican para su formación la existencia de permafrost. Las formas heredadas del termokarst de los pingos también se consideran indicadoras de permafrost, al igual que los glaciares rocosos fósiles. La mayor parte de las restantes paleoformas periglaciares son indicadores dudosos de situaciones periglaciares (French, 1996).

## 20.7 Formas periglaciares relictas

French (1996), en su tratado, diferencia entre los rasgos indicadores del desarrollo de antiguos suelos helados en las latitudes medias y los relativos a la existencia de formas originadas por la acción de la helada. El reconocimiento de estas últimas está sujeto a interpretaciones variables, mientras que los rasgos que denuncian la presencia de un permafrost antiguo no admiten dudas en su caracterización.

Las **cuñas fósiles** son relativamente frecuentes en las latitudes medias y constituyen las características más importantes para reconocer permafrost antiguos. Pueden constituir moldes de cuñas de hielo rellenos de sedimentos (Fig. 15.4), que suelen formar sistemas poligonales, y cuñas de arena (Fig. 15.10). Se estima que las temperaturas de invierno en la superficie de las cuñas de hielo activas fluctuaban entre  $-15^{\circ}\text{C}$  y  $-20^{\circ}\text{C}$  (Péwé, 1983). Para este mismo autor las temperaturas medias anuales del aire para que se formen las cuñas de hielo son del orden de  $-6^{\circ}\text{C}$  y  $-8^{\circ}\text{C}$ . En Europa central y occidental (Fig. 20.22) (Kasse, 1998) son abundantes en una amplia franja y su anchura y profundidad suelen aumentar hacia el sur del límite del casquete, lo que se interpreta como una mayor duración de las condiciones periglaciares, las cuales también se cree que son más severas (Poser, 1948). En Norteamé-

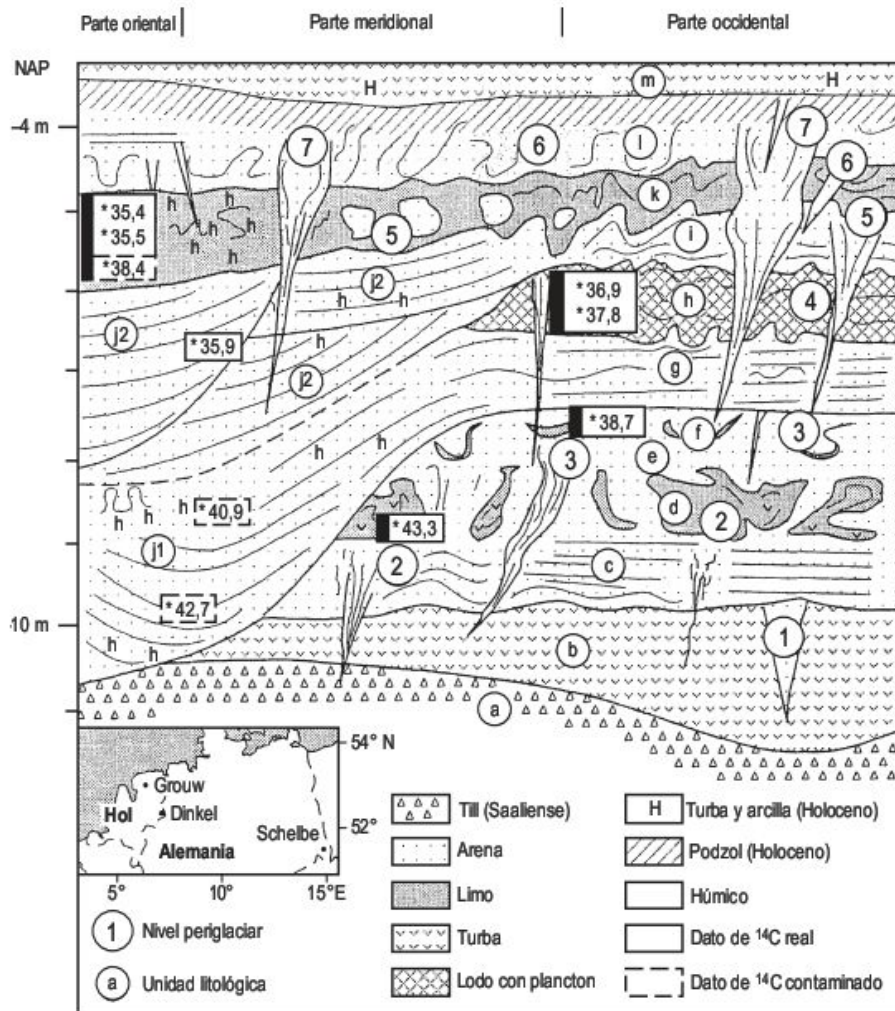
rica los moldes de cuñas se localizan en las proximidades del Casquete Lauréntido en una franja relativamente estrecha y su edad fluctúa, según varios autores, entre 15.000 y 20.000 años BP.

Los antiguos **pingos** se reconocen por una rampa, generalmente anular, que engloba una depresión. Esta rampa los diferencia de otras depresiones generadas por termokarst, como es el caso de las palsas. La altura de las rampas depende del tamaño del pingo inicial y varía entre 0,5 y 5 m. El diámetro de la depresión oscila entre 200 y 300 m. Restos de pingos se encuentran fundamentalmente en Europa occidental y en el Este de Norteamérica. Un clásico ejemplo es el estudiado por Pissart (1965) en las Ardenas (Bélgica) (Fig. 20.23). La forma irregular y las interferencias entre ellos dibujan una distribución compleja, que se interpreta como pingos originados en sistema abierto. La edad de la mayoría de los pingos en Europa y Norteamérica es Tardiglaciario, aproximadamente 10.000-13.000 años BP.

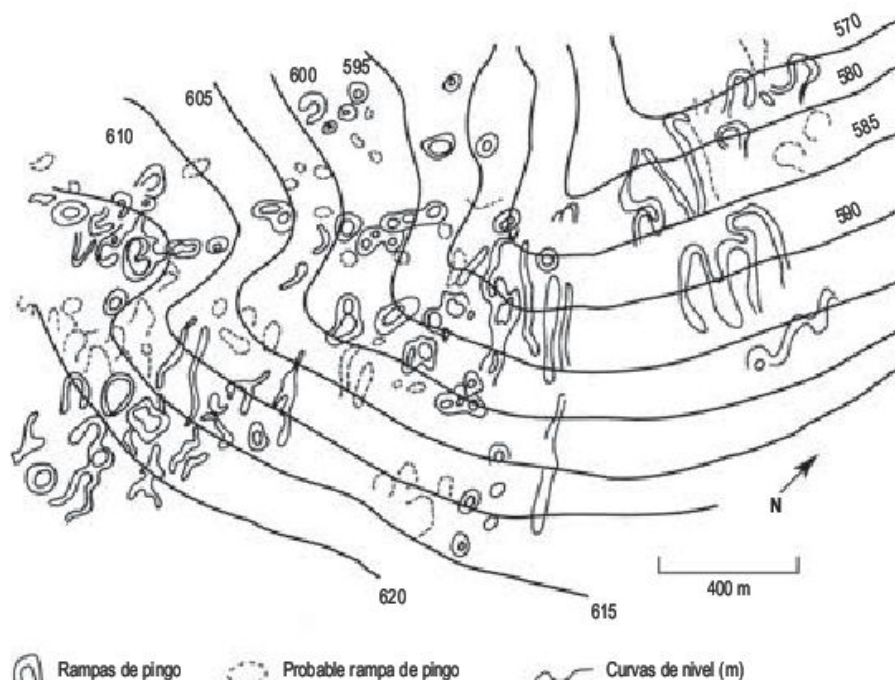
Los **glaciares rocosos fósiles**, que hoy se encuentran por debajo del límite de vegetación arbórea, indican un clima periglaciario con permafrost durante su génesis, lo que refleja la importancia que tienen como indicadores paleoclimáticos (Barsch, 1988, 1996).



**FIGURA 20.22** Mapa de localización de las áreas de estudio de Holanda y Alemania y sección compuesta de Grouw (escala vertical exagerada). En la parte oriental y una porción de la meridional hay un apilamiento de secuencias de canal separadas por grandes discordancias. La parte occidental y parte de la meridional contienen un registro de 8.000 años de sedimentación por encima de la línea de desbordamiento. La parte meridional tiene unos 50 m de largo (Kasse, 1998).



**FIGURA 20.23** Cartografía de los restos de pingos en Hautes Fagnes Moor, Ardenas, cerca de Malmedy, Este de Bélgica (Pissart, 1965).





Las morfologías relictas generadas por la acción de la helada son muy numerosas y pocas proporcionan pruebas inequívocas de condiciones periglaciares. En las latitudes medias se encuentran con relativa frecuencia sedimentos blandos deformados disarmónicamente, denominados **crioturbaciones** o **involuciones**. Algunos autores los han considerado como indicadores de permafrost, pero estas deformaciones son azonales y pueden originarse por procesos muy distintos (véase la sección de suelos ordenados en el Capítulo 15). Las involuciones periglaciares se forman por empuje de la helada o por termokarst.

Los **campos, laderas y ríos de bloques**, así como los **canchales**, constituyen formas generadas en zonas elevadas por acción de la crioclastia. Cuanto mayor sea el número de ciclos de hielo-deshielo más importante es el desarrollo de estas formas. En las acumulaciones de bloques hay que tener presente la actividad o inactividad de

estas morfologías. La colonización por líquenes, como en las laderas y ríos de bloques del Macizo del Tremedal (Gutiérrez y Peña, 1977), indica la inmovilidad del depósito.

Las **terrazas de crioplanación**, generadas por procesos de nivación, son frecuentes en las zonas elevadas de las montañas europeas y sobre todo en la región central de Alaska (Péwé, 1983). Los **tors** periglaciares y las terrazas de crioplanación relacionadas con los mismos no indican claramente condiciones de permafrost (French, 1996), aunque algunos autores estiman lo contrario (Dawson, 1992).

Los **grèzes líticos** y los **cordones de nivación** (*prota-lus rampart*) están relacionados en su origen con acumulaciones nivales estacionales, según la mayoría de los autores. Finalmente, los **depósitos de solifluxión**, mal clasificados, es muy difícil diferenciarlos de los originados en ambientes más calidos.

## 20.8

### Los sistemas fluviales en las áreas periglaciares

No se conocen bien las características y desarrollo de los ríos árticos y subárticos. Después del tratado de French (1996), en el que señala que los canales trenzados (*braided*) (Fig. 20.24) son el tipo dominante en los ambientes periglaciares, se ha incrementado la investigación, en estas dos últimas décadas, sobre la hidrología, procesos y

formas bajo condiciones periglaciares (Vandenberghe *et al.*, 1993; Starkel, 1995; Collins *et al.*, 1996; Huisink, 1998, 2000; entre otros).

Por otra parte, la adaptación de los ríos a las condiciones climáticas generales ha sido estudiada hace mucho tiempo, pero en épocas recientes se ha analizado el impacto



**FIGURA 20.24** Río braided helado (enero 1995). Newfoundland.



de los cambios climáticos en la dinámica y morfología fluvial. La vegetación, que depende del clima, es un factor fundamental en la alimentación y comportamiento de los sistemas fluviales. Langbein y Schumm (1958) y Schumm (1977), proponen un umbral del 70% de cubierta vegetal, por debajo del cual disminuye la pérdida de suelo. Igualmente, Knox (1972, 1984a, 1993) señala un umbral de un 80%, que al superarlo disminuye la erosión. En los ambientes periglaciares el cambio de 1 °C afecta a la meteorización y a la morfología fluvial y Knox (1984b) y Vanderberghe (2002) consideran que en los cambios manifiestos de precipitación la vegetación se adapta después de 50-100 años. Este retraso en la respuesta de la vegetación al cambio climático trae consigo una modificación considerable de la carga de sedimentos respecto al caudal resultante, en fases breves de inestabilidad morfológica (Mol *et al.*, 2000). Las variaciones climáticas más duraderas se reflejan fundamentalmente por cambios en la cubierta vegetal y en las condiciones del permafrost, o una combinación de ambas (Vanderberghe y Pissart, 1993). La Tabla 20.2 (Vanderberghe, 2001, 2002) expresa los tipos de ríos en función de la vegetación, condiciones del permafrost y suministro de sedimentos en función de la vegetación. La carencia de vegetación da lugar a canales trenzados y a medida que incrementa la cubierta de vegetación los tipos dominantes son los canales meandriiformes y anastomosados. En todos los tipos de suelo helado se producen sistemas de caudales efímeros (Woo y Winter, 1993).

Los cambios en los tipos de canales se suceden en el tiempo y muestran una buena relación con los cambios climáticos, tal como señala Huisink (2000) en su estudio del río Vecht, Holanda, durante el Cuaternario superior (Fig. 20.25). Las investigaciones de Huisink *et al.*, (2002) sobre la morfología fluvial periglaciaria en una cuenca con vegetaciones de tundra y taiga, del norte de la Rusia europea, indican que la morfología de los canales activos periglaciares está influenciada por la geología, régimen de caudales, pendiente, densidad de vegetación y condiciones del permafrost. Durante la fusión de la nieve no hay una diferencia muy significativa en la respuesta hidrológica en las zonas de permafrost continuo o discontinuo y en la de

helada estacional. La relación agua/sedimento es muy considerable en las grandes inundaciones de primavera y la superficie todavía helada no proporciona apenas sedimentos. Durante estas inundaciones puede producirse incisión y encajamiento (Huisink, 2000). Las diferencias en la escorrenría entre las distintas zonas de permafrost tienen lugar después del pico de inundaciones de primavera, cuando comienza la fusión de las capas activas más potentes, que almacenan grandes cantidades de agua. Esto se enfatiza durante las tormentas de lluvia de verano. Los picos de escorrenría se reducen como consecuencia de una mejor evaporación y un deshielo más intenso (Woo y Winter, 1993). De esta investigación sobre la morfología fluvial de la cuenca del río Usa (República de Komi de la Federación Rusa), de 93.000 km<sup>2</sup>, afluente del río Pechora, se deduce que los canales predominantes son los anastomosados y meandriiformes. Todo ello está relacionado con una densa vegetación, que impide el suministro de grandes cantidades de sedimento al río (Huisink *et al.*, 2002).

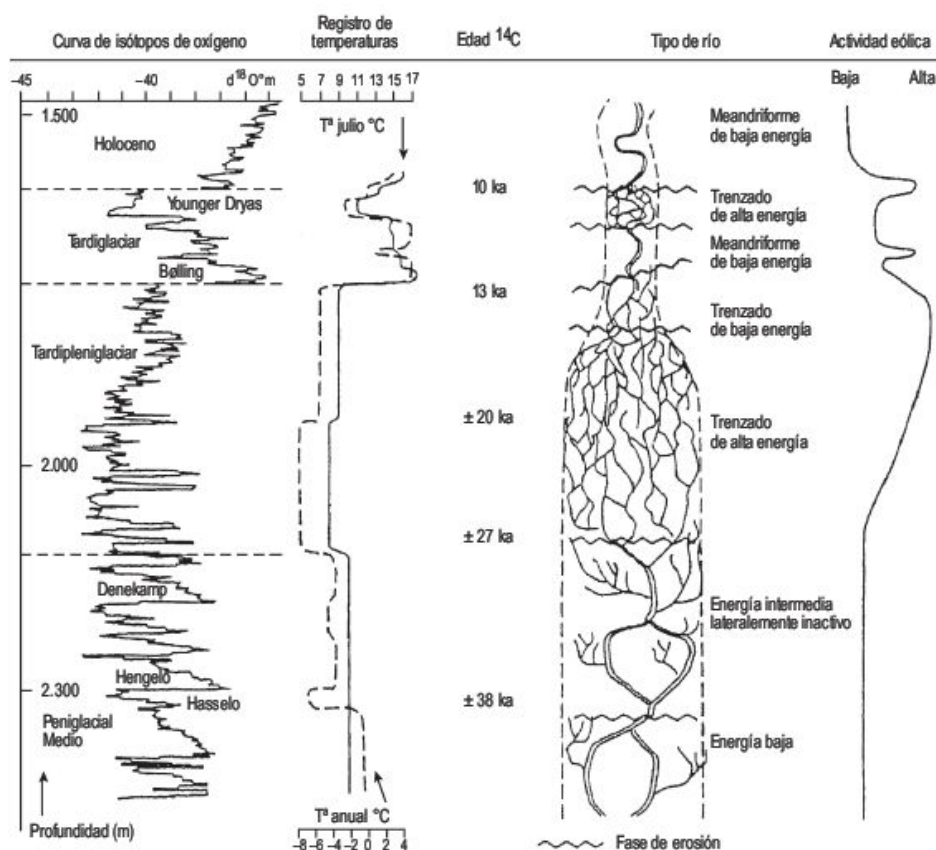
En el trabajo de Mol *et al.*, (2000) sobre la respuesta fluvial del clima periglaciario en diferentes regiones de Europa central y occidental se recogen varias secciones sedimentológicas, acompañadas por dataciones de <sup>14</sup>C y OSL. Señalan que los cambios climáticos (cálido a frío, frío a cálido) están generalmente asociados con inestabilidades fluviales. Los ríos meandriiformes se desarrollan durante las fases cálidas, ya que en las mismas la cubierta vegetal es continua y, por consiguiente, se produce una disminución del aporte de sedimentos. Los ríos trenzados se generan en las fases más frías, en las que con la carencia de vegetación se desencadena un elevado suministro de sedimentos, que producen una rápida agradación sobre una llanura de inundación inestable. Los sistemas fluviales anastomosados efímeros constituyen un tipo intermedio entre los dos anteriores.

Se han establecido los ciclos de incisión y agradación y las modificaciones fluviales que se originan por cambios climáticos y esto está de acuerdo con el modelo de Vanderberghe (1993, 1995), pero la respuesta de los sistemas fluviales al cambio climático no siempre coincide con el modelo propuesto, aplicado a diferentes secuencias esta-

**TABLA 20.2** Representación sintética de los tipos de ríos periglaciares en función de la vegetación, condiciones del permafrost y aporte de sedimentos (Vanderberghe, 2001).

		Sin vegetación	Vegetación dispersa	Vegetación continua
Permafrost (parcial a continuo)	Bajo Energía de la corriente/ aporte de sed. Alto	TRENZADO (Braided)	TRENZADO MEANDR.  BRAIDED	MEANDRIFORME  ANASTOMOSADO (Anabranching)
Permafrost parcial/ helada estacional profunda	Bajo Energía de la corriente/ aporte de sed. Alto		ANASTOMOSADO  BRAIDED	MEANDRIFORME





**FIGURA 20.25** Cambios fluviales en la valle de Vecht (Este de Holanda) desde el Pleniglacial medio al Holoceno con fases de erosión, actividad eólica, temperaturas medias de julio y anuales y curva de  $\delta^{18}\text{C}$  de Groenlandia (modificado de Huisink, 2000).

blecidas para los ríos periglaciares en las latitudes medias de Europa. Varias cuencas fluviales no muestran modificaciones después de un cambio climático. Estas anomalías se pueden solventar al introducir el concepto de umbral

geomórfico (Schumm, 1973, 1979, 2004), que precisa que un canal tiene que superar un umbral como respuesta a un cambio externo. A veces, el cambio no es lo suficientemente importante para rebasar el umbral.

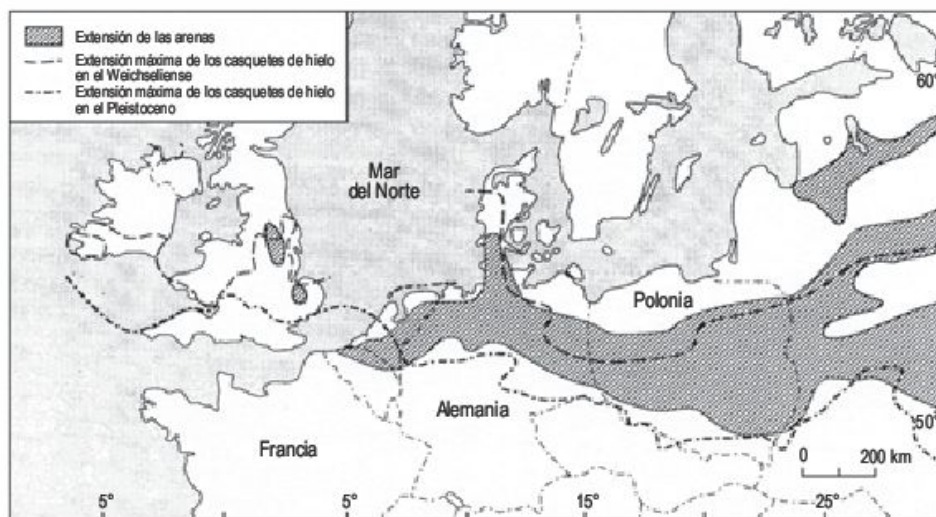
## 20.9 La acción eólica en las regiones periglaciares

Próximo al Casquete glaciar Lauréntido se desarrollan las extensas acumulaciones eólicas de loess de las Great Plains, en el centro de los Estados Unidos, y al sur del Casquete Euroasiático, se acumulan los depósitos eólicos periglaciares (Koster, 1988). Durante el final del periodo glaciar (Weichseliense) (aprox. 14–12,4 ka) el noroeste de Europa se cubrió por un extenso manto de arena eólica (loess) (Fig. 20.26). La orientación de las acumulaciones es este-oeste, que es paralela a los límites de los glaciares pleistocenos. Los depósitos cubren la morfología preexistente y, por esta razón, se han denominado «manto de arena» (*coversand*).

Los mantos de arena se originan por la conjunción de un grupo de factores, que favorecen la acumulación (Kasse, 1997). El área madre se encuentra fundamentalmente

en los potentes y no consolidados depósitos arenosos cuaternarios fluviales y fluvio-glaciares (*sandar = outwash*). La estratificación en los loess suele ser predominantemente horizontal (Fig. 20.27), atribuida a superficies de sedimentación de mal drenaje. Otro factor es el clima, que durante la fase de acumulación de los mantos de arena era seco y frío con heladas estacionales y con temperaturas medias anuales comprendidas entre  $-1^{\circ}\text{C}$  y  $-6^{\circ}\text{C}$ . Con anterioridad se caracterizaba por condiciones de permafrost y temperaturas entre  $-6^{\circ}\text{C}$  y  $-8^{\circ}\text{C}$ . La cubierta de vegetación dispersa, el relieve normalmente bajo (inferior a 200 m) y la inexistencia de importantes barreras topográficas constituyen factores fundamentales. Otros son la disponibilidad, periódicamente baja, de partículas finas por





**FIGURA 20.26** Distribución de los mantos de arena en Europa durante el Weichselian superior (aprox. 14-12,4 ka) (según Koster, 1988; en Kasse, 1997).



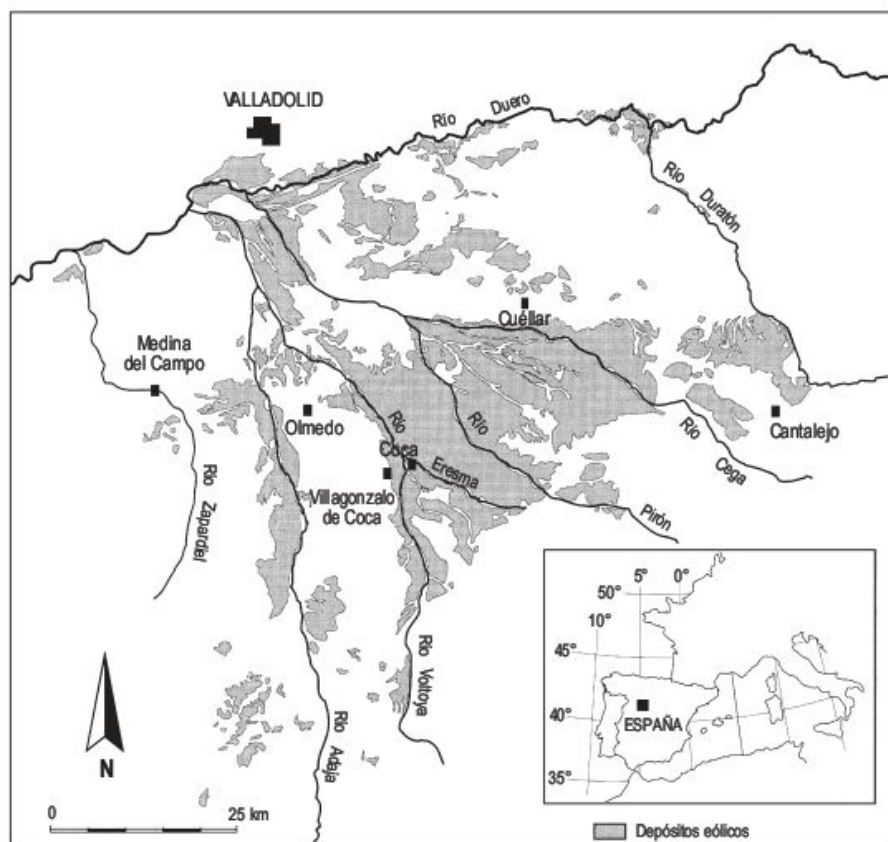
**FIGURA 20.27** Depósitos de loess con laminación horizontal en la base y estructura masiva a techo. Neerijse (Bélgica).

la presencia de superficies heladas o cementadas y, finalmente, la degradación del permafrost e incremento de la aridez. Esta degradación comienza con el calentamiento del clima a finales del máximo glaciar. Todo ello conlleva un aumento de la densidad de vegetación, la infiltración aumenta, así como la capacidad de almacenamiento del suelo arenoso sin consolidar, transformándose en una superficie seca, lo que produce un incremento de los procesos eólicos. La carencia de escorrentía superficial favorece la conservación de los depósitos eólicos. El aumento de la aridez durante la fase de los mantos de arena se deduce por la disminución de la densidad de drenaje y anchura de la llanura de inundación. Esta fase árida se atribuye a la etapa principal de generación de aguas de fusión glaciar y al flujo hacia el sur de aguas frías en el norte del Océano Atlántico entre 14,2 y 13,2 ka. Esta fase

árida explica la extensa formación de mantos de arena, que fue una respuesta breve a los cambios climáticos durante la retirada del casquete en el Weichseliense (Kasse, 1997).

En el centro de España, sur de la Depresión del Duero y norte de la Cordillera (Sistema) Central, se localizan unos mantos de arena (Fig. 20.28) formados por arenas finas a gruesas sin estructura interna o con laminaciones horizontales o de bajo ángulo (Gutiérrez *et al.*, 2005a), que muestran típicamente una morfología plana carente de caras de avalancha (*slip-faces*) (Flyberger *et al.*, 1979; Kocurek y Nelson, 1986). Por su proximidad a la Cordillera Central, se pueden considerar como mantos de arena perimontanos. Sobre los mantos de arena se reconocen, aunque vagamente, la presencia de dunas parabólicas y *blowouts* (Gutiérrez *et al.*, 2005). El reconocimiento de estas dunas es complejo, ya que sobre ellas se ha reali-





**FIGURA 20.28** Distribución de las acumulaciones eólicas en el sector centro-meridional de la Depresión del Duero (basado en Crespo, 1977; en Gutiérrez *et al.*, 2005a).

zados una intensa y densa repoblación forestal de pinos, que comenzó a mediados del siglo XIX, y cuyas labores distorsionaron los aparatos dunares. Además, están afectados por procesos naturales postdeposicionales, que reducen la porosidad y permeabilidad, tal como la meteorización química, disolución y precipitación por agua de infiltración y bioturbación (Pye, 1983). Estos mantos de arena por cambio climático dan origen a *blowouts* (Fig. 10.42).

Díez *et al.*, (2002) han obtenido edades por TL de  $10,21 \pm 2,0$  ka BP para estos depósitos, que corresponden al Younger Dryas. Las numerosas detecciones efectuadas en esta región por TL, OSL y  $^{14}\text{C}$  proporcionan

periodos fríos y secos del Younger Dryas y Allerød ( $12,5 \pm 1,0$ - $10,2 \pm 2,0$  ka BP) en los que la reducción de la vegetación favoreció la movilización de las arenas por el viento. Algunas dataciones de los sedimentos del techo del manto de arena corresponden al periodo Atlántico, en el que la deflación se redujo por un aumento de la cubierta vegetal bajo un clima más suave (Díez y Bateman, 1998; Bateman y Díez, 1999; Díez *et al.*, 2002). Estas acumulaciones muestran una buena correlación con los depósitos del Younger Dryas estudiados en el noroeste de Europa (Kasse, 1997) e indican que el clima tuvo una influencia manifiesta sobre los procesos eólicos durante este periodo (Bateman y Díez, 1999; Díez *et al.*, 2002).

## 20.10 Fluctuaciones de las zonas periglaciares en el Cuaternario superior

La mayor parte de las regiones periglaciares se encuentran sobre permafrost. La desintegración del mismo tiene lugar cuando el calentamiento del verano supera a las pérdidas

de invierno y viceversa. En la actualidad los ambientes periglaciares ocupan el 25% de la superficie terrestre y durante la última glaciación pudieron alcanzar un 20-25%



más de extensión (French, 1996). El cambio climático en sistemas naturales y antrópicos produce una fusión del hielo y la capa activa aumenta de espesor produciéndose la subsidencia (termokarst) con la consiguiente desestabilización de la superficie (Nelson *et al.*, 2002).

Posiblemente, la distribución de las plantas y la extensión de las ecozonas son los criterios más fidedignos para establecer la superficie alcanzada por las áreas periglaciares en el Cuaternario superior. Todo ello implica fluctuaciones de las zonas de tundra, estepa y bosque para esas épocas. En Alaska central, Jorgenson *et al.*, (2001) describen importantes cambios ecológicos, en los que los bosques de abedules, que se encuentran en las tierras altas ricas en hielo, se han transformado en áreas cenagosas como consecuencia de la subsidencia debida a la fusión del hielo. Por consiguiente, las investigaciones palinológicas son fundamentales a estos efectos y han permitido establecer zonas de polen y periodos climáticos (French, 1996). También los restos de fauna, como moluscos e insectos, ayudan a la interpretación de las condiciones ambientales. Sin embargo, los estudios encaminados a estos fines son escasos.

El permafrost evoluciona muy lentamente frente a las etapas de calentamiento y enfriamiento. En el Pleistoceno superior y Holoceno la fusión de los casquetes y la consiguiente elevación del nivel del mar son cambios mucho más rápidos que la pérdida de potencia del permafrost para esas épocas (Dawson, 1992). Por ejemplo, el permafrost del noreste de Siberia se reconoce continuamente desde el Pleistoceno inferior (Washburn, 1979).

En Europa es donde se posee un mayor grado de conocimientos en relación con las fluctuaciones climáticas y de vegetación que han tenido lugar durante el Cuaternario superior. Büdel (1951) diferenció tres zonas de vegetación en **Europa** (zonas de tundra, estepa y bosque) e indicó que la mayor parte de Europa, al sur de los casquetes de hielo, estuvo afectada por condiciones periglaciares excepto el sur de la Península Ibérica y las costas mediterráneas. No obstante, en la actualidad se calcula que la amplitud de la franja periglacial en Europa central y occidental fue de unos 500 km durante el máximo de la última glaciación (Weichselian). Esta anchura ha sido obtenida fundamentalmente a partir de moldes de cuñas

de hielo y arena y rampas anulares de pingo. El registro climático más importante corresponde al diagrama de polen de Grand Pile (Mook y Woillard, 1982) y muestra los primeros periodos de desarrollo del permafrost hace unos 90.000 años. Posteriormente se suceden periodos de permafrost separados por interestadiales cálidos.

En la **Rusia europea y asiática** tuvo lugar un importante crecimiento del permafrost en el Cuaternario superior, hasta alcanzar 700 m de potencia. El permafrost continuo y una franja de menor anchura de permafrost discontinuo se localizaban hasta una latitud de 50 °N, alcanzando en conjunto una dimensión de 400-600 km (Fig. 20.29) (Baulin y Danilova, 1984). La evolución del permafrost es similar a la de Europa con periodos de crecimiento, que coinciden con etapas frías, alternantes con épocas más cálidas.

Los datos que denuncian en **Norteamérica** un permafrost relicto señalan que corresponden al último máximo glacial (Wisconsin superior), ya que para épocas pasadas la información es muy escasa. La franja de permafrost, al sur del Casquete Lauréntido, es de unos 100 km, mucho más estrecha que la del Casquete Euroasiático. Esto se explica por un mayor avance del Casquete Lauréntido hacia latitudes más meridionales y, por consiguiente, la zona de intensas condiciones periglaciares está más restringida que en Europa. En la Fig. 20.30 se sitúan las áreas de permafrost, junto con las formas indicativas de permafrost fósil y otras morfologías periglaciares inactivas que no requieren permafrost para su generación. Por otra parte, actualmente el permafrost se encuentra por debajo del 82% de Alaska y noroeste de Canadá (Péwé, 1983). En la costa de Alaska se reconocen numerosos pingos de sistema cerrado y en el interior abundan los de sistema abierto, todos ellos son de edad holocena. También son significativas las extensas terrazas de crioplanación del centro del territorio.

En el hemisferio meridional el permafrost parece que no ha alcanzado un gran desarrollo, ya que las morfologías descritas no necesitan condiciones de permafrost para su origen. Únicamente se han citado al sur de la Patagonia, en Argentina, moldes de cuña de hielo (Grosso y Corte, 1989).

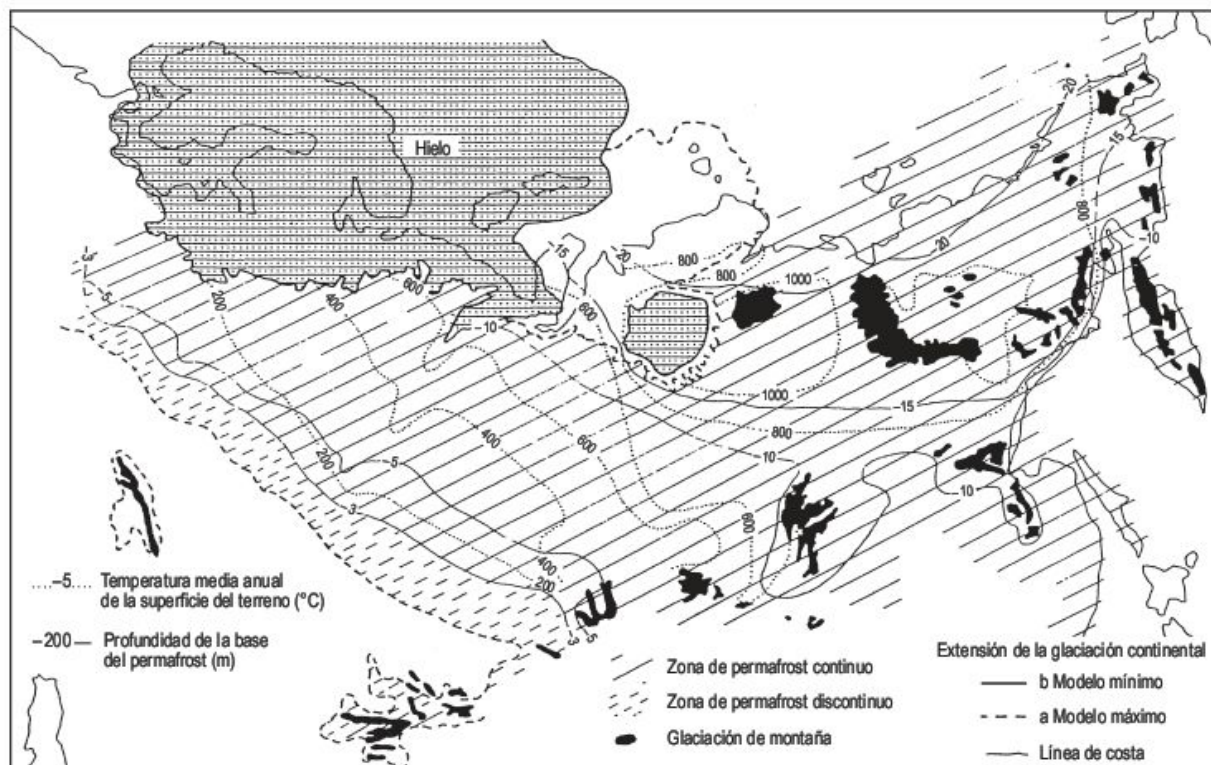
## 20.11

### Algunas consideraciones sobre el cambio climático global en las zonas periglaciares

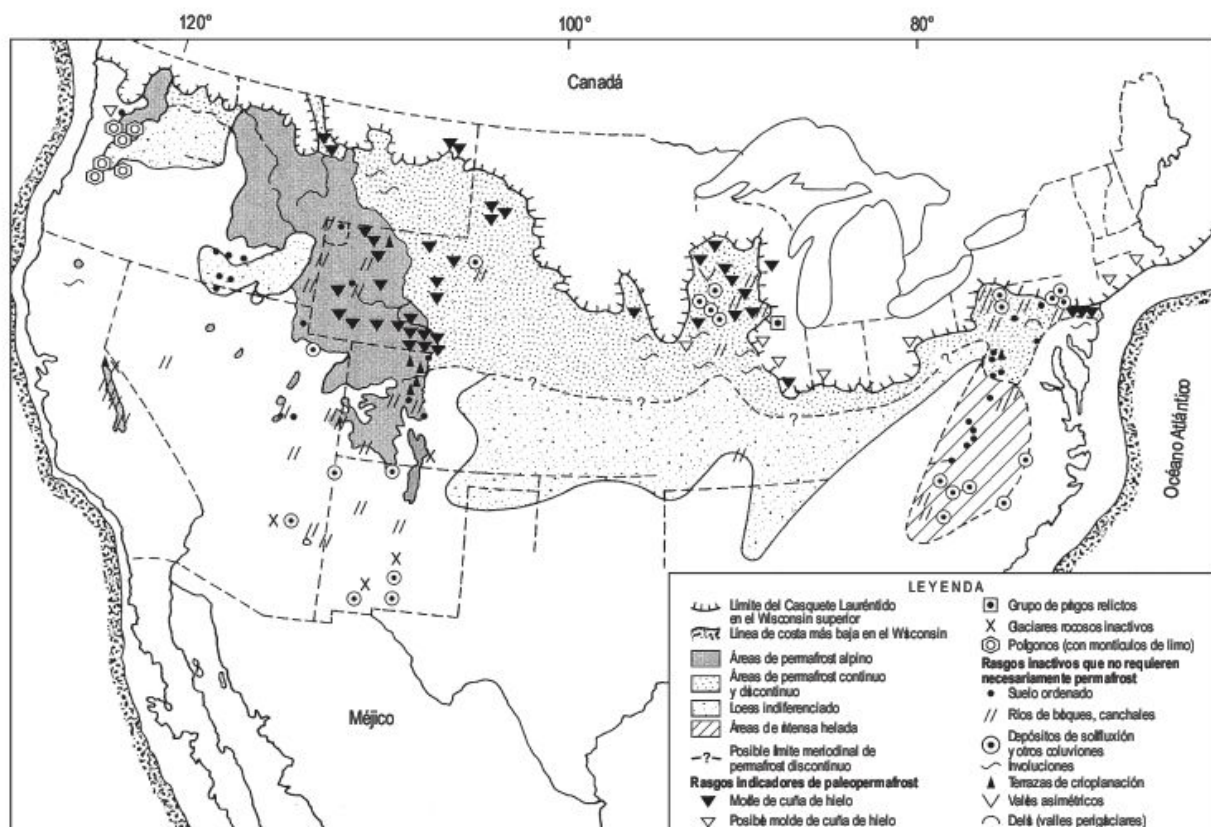
La predicción de un aumento de la temperatura, debida al efecto invernadero, afectará considerablemente a las áreas en las que hoy se extiende el permafrost. Como

antes se ha dicho, ocupa un área aproximada del 25% de la superficie terrestre. Como es lógico el permafrost disminuirá de potencia y de superficie aflorante. Un





**FIGURA 20.29** Mapa de distribución del permafrost durante la última glaciación (Valdai superior) en Eurasia (Baulin y Danilova, 1984).



**FIGURA 20.30** Reconstrucción de la máxima extensión de las condiciones periglaciares del Wisconsin superior en Estados Unidos, al sur del casquete de hielo (basado en varios autores, French, 1996).



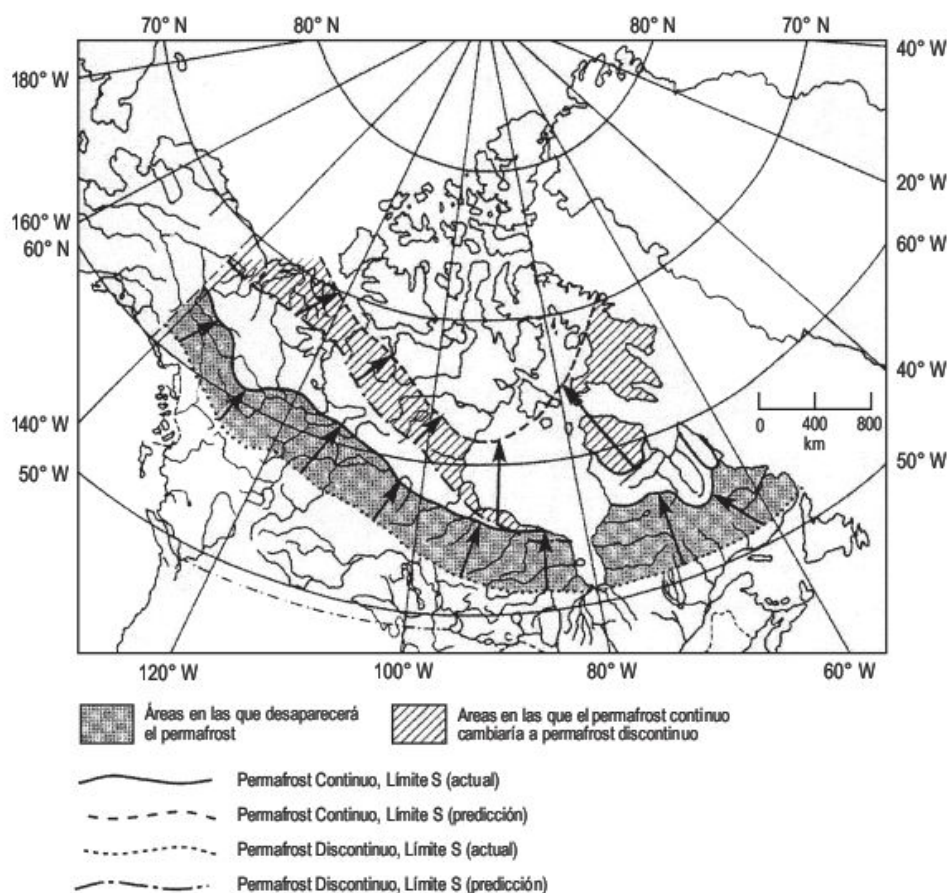
aumento importante de la capa activa llevará consigo modificaciones substanciales en los procesos hidrológicos, geomorfológicos y biológicos de las regiones de permafrost, a los que se unen los problemas de subsidencia que afectan a obras ingenieriles. Utilizando modelos generales de circulación (GCMs) y una paleorreconstrucción científica, suponiendo un incremento de temperatura global de 2 °C, se llega a la conclusión de que el permafrost continuo reducirá su extensión un 29%-67% en el próximo siglo en el hemisferio norte (Anisimov y Nelson, 1998). En Canadá, se supone que el calentamiento será de +4 °C, lo que traerá consigo un desplazamiento hacia el norte de 300-600 km, tanto para los límites del permafrost continuo como discontinuo (Fig. 20.31). Las áreas de permafrost son las más susceptibles al calentamiento global (Boer y de Groot, 1990; Smith, 1993). No obstante, los resultados de la aplicación de los modelos GCMs no son precisos en sus predicciones, pero señalan la dirección del futuro cambio en las zonas de permafrost (Pissart, 1990).

Varios estudios señalan que las temperaturas del permafrost se han elevado en los últimos 20-30 años. Los re-

gistros de temperatura llevados a cabo entre 1970 y 1990 en la Europa ártica y en el subártico de Rusia, indican un incremento, a 3 m de profundidad, de 0,6 °C-0,7 °C (Pavlov, 1994). Valores similares se han obtenido en el Tíbet. El calentamiento se interpreta, como en otras áreas del planeta, como producido por el cambio climático global o por la tendencia natural de calentamiento del clima.

El aumento generalizado de la potencia de la capa activa inducida por el calentamiento climático amplifica este calentamiento. Se sabe que grandes cantidades de carbón orgánico están almacenadas en las capas superficiales del permafrost. Un extenso incremento del espesor de la capa activa lleva consigo la movilización hacia la atmósfera de este carbón, básicamente como dióxido de carbono y metano, con lo que se intensificará el efecto de los gases invernadero (Sturm *et al.*, 2001; Stokstad, 2004).

Por otra parte, el permafrost contiene una valiosa información relicta de los cambios climáticos pasados. Las técnicas de criostratigrafía (French, 1998; Murton, 2001), junto con los análisis isotópicos, proporcionan información sobre las variaciones de potencia de la capa activa que han tenido lugar en los últimos milenios.



**FIGURA 20.31** Cambios en el permafrost de Canadá, como resultado de un incremento de la temperatura de la superficie de 4 °C (French, 1996).



# 21

## Cambio climático en las zonas áridas y tropicales húmedas

### CONTENIDO

- 21.1. Las regiones áridas
- 21.2. Las regiones tropicales



Las regiones de selva, sabana y semiáridas, aunque presentan procesos morfogenéticos diferentes y se estudian por separado, han estado sometidas a importantes cambios climáticos durante el Cenozoico, como lo denuncian las paleoformas que se encuentran anómalamente en los diferentes ambientes indicados. Así, por ejemplo, las acumulaciones eólicas en la selva del Congo o las lateritas de las zonas áridas del sur de la República de Níger, atestiguan estas grandes fluctuaciones climáticas.

En este capítulo se pretende conocer la evolución de estas áreas durante el Terciario superior y Cuaternario, a

partir del análisis de las formas erosivas y deposicionales. Los resultados de dataciones (isotópicas, paleomagnéticas, termoluminiscencia, etc.) permiten elaborar una secuencia de sucesos, ordenada adecuadamente en el tiempo, lo que posibilita el establecimiento de correlaciones entre distintas áreas con otras. A partir de estas investigaciones se efectúan aproximaciones a los cambios climáticos que han sucedido en la historia reciente de la Tierra. También de esta manera, se pueden aportar datos e interpretaciones valiosas para la predicción del clima futuro (Petit-Maire, 1999).

## 21.1 Las regiones áridas

El estudio de las formas del relieve en las zonas áridas, tectónicamente estables y carentes de acciones antrópicas significativas, refleja que muchos de los modelados existentes se han originado bajo una dinámica geomorfológica distinta de la reinante en la actualidad y, por consiguiente, debemos considerarlas como paleoformas o formas heredadas, elaboradas bajo condiciones morfoclimáticas distintas a las actuales. Por ejemplo, los extensos campos de dunas de la región saheliana cubiertos por vegetación esteparia indican una mayor aridez durante la época de su formación. Igualmente, por la intrincada red de *ouads* del centro del Sahara no circula en la actualidad ningún tipo de escorrentía durante las crecidas, lo que denuncia épocas de mayor precipitación durante su generación (Tricart, 1969, 1977). Estos modelados señalan unas profundas modificaciones en la repartición de las zonas áridas en la superficie del planeta.

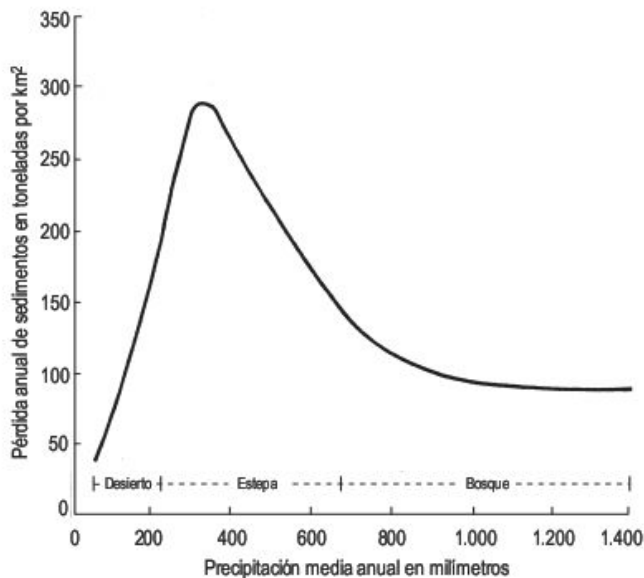
De este tipo de evidencias surgió el ya antiguo concepto de **periodo pluvial o fase lacustre**, que se puede definir como aquel en el que las condiciones hidrológicas y biogeográficas eran más húmedas que las actuales, en contraposición al **periodo interpluvial o árido** en el que las condiciones fueron más secas (Rognon, 1980). Esta definición tiene en cuenta la disponibilidad de agua, que no solo está condicionada por la precipitación, sino también por la evapotranspiración. Así, para una misma precipitación, un descenso de temperatura incrementa la disponibilidad hídrica de los suelos. De este modo, este factor doble de precipitación y temperatura hace más difícil la exacta definición de periodo pluvial. La alternancia de periodos pluviales e interpluviales se reconoce en los desiertos por un conjunto de datos indirectos de carácter muy variado: geomorfológicos, arqueológicos, edafológicos, palinológicos, hidrológicos e hidrogeológicos (Demangeot, 1981; Tricart, 1969, 1977; Goudie, 1992; Thomas, 1997a).

### 21.1.1 Sistemas fluviales

Aunque las precipitaciones son escasas en los medios áridos, la escorrentía superficial paradójicamente juega un papel fundamental en la elaboración de las formas de relieve de estas áreas. Esto es debido a la escasa cobertura de vegetación existente y a la carencia bastante generalizada de suelos que hace que el substrato geológico no esté protegido, estando sometido por consiguiente al impacto de las gotas de lluvia. Las precipitaciones, aunque escasas, son frecuentemente violentas y poseen una distribución temporal irregular. Así, en las zonas semiáridas saharianas existe por término medio una crecida por año, pero en las regiones de mayor aridez pueden transcurrir hasta diez años sin que circule agua por los *ouads*.

Muchos son los autores que se han preocupado de la importancia del cambio climático en la modificación de los procesos geomórficos en los sistemas fluviales. En Schumm (1977) y Knox (1984a, b) se recogen con detenimiento los efectos directos e indirectos del clima sobre estos sistemas. En las regiones áridas, donde la cubierta vegetal es escasa, las variaciones de vegetación, como consecuencia del cambio climático, pueden producir modificaciones importantes en la hidrología. Así, Knox (1984a, b) establece un umbral crítico de cobertura de vegetación que puede ser de un 70%, correspondiente a una precipitación media anual de 400-500 mm. Para valores inferiores al 70% aumenta muy rápidamente la cantidad de suelo erosionable. Estas circunstancias se reflejan muy claramente en la curva (Fig. 21.1) de Langbeim y Schumm (1958) en la que se relaciona la precipitación media anual con la producción anual de sedimentos. En los desiertos, a medida que aumenta la precipitación, la escorrentía se hace mayor y la erosión va en aumento hasta alcanzar un máximo alrededor de unos 300 mm de precipitación. Cuando ésta se incrementa, la cobertura de vegetación es cada vez ma-





**FIGURA 21.1** Variación de la pérdida de sedimentos en sistemas fluviales en función de la precipitación media anual (Langbein y Schumm, 1958).

por y la producción de sedimentos disminuye rápidamente. De este modo, mientras que en los desiertos muy extremos la erosión hídrica es pequeña, en las regiones semiáridas la escorrentía a partir de precipitaciones de tormenta es muy frecuente y la producción de sedimentos alcanza los valores más altos. Esta gráfica refleja también la importancia que tiene la cobertura de vegetación como medio más eficaz para reducir la escorrentía superficial y la erosión del suelo. Pero estos máximos de generación de sedimentos varían en función de las temperaturas (Schumm, 1965) (Fig. 21.2), de tal forma que a medida que aumenta la temperatura los máximos de erosión se sitúan con mayores precipitaciones. Es decir, que para tem-

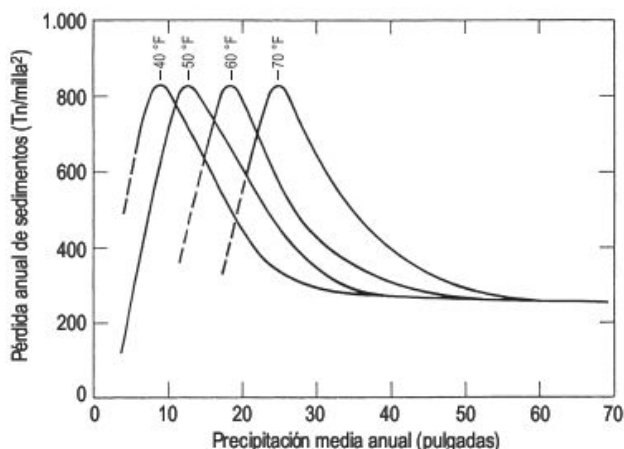
peraturas más elevadas y con una mayor evapotranspiración se necesita más precipitación para mantener el porcentaje de cobertura vegetal, la escorrentía es menor y el máximo de producción de sedimentos se desplaza a la derecha.

En áreas semiáridas, que como hemos visto corresponden a zonas de gran erosión, las inundaciones también son mucho más frecuentes, ya que el agua de las precipitaciones discurre superficialmente con gran celeridad. Para cuencas con distintas áreas de drenaje (Fig. 21.3) la magnitud de la inundación aumenta considerablemente a medida que la precipitación media anual disminuye desde unos 500 mm a aproximadamente 375 mm (Knox, 1972). Esto indica que un cambio climático de relativamente húmedo a seco producirá un ensanchamiento del canal para acomodarse a crecidas más importantes.

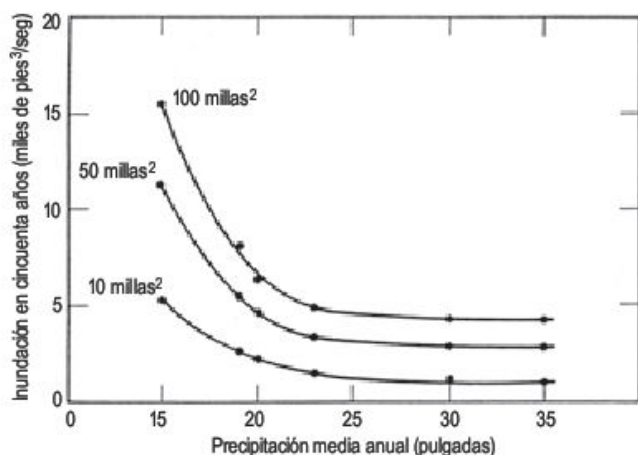
Igualmente, la densidad de la red de drenaje tiende a aumentar en las regiones semiáridas y disminuye, en líneas generales, con el aumento de las precipitaciones (Gregory, 1976) (Fig. 21.4). La gráfica indica una disminución brusca de la densidad a partir de 800 mm. Lógicamente existen variaciones como consecuencia de los distintos tipos de roca, relieve y vegetación.

Todos estos ejemplos ilustran la sensibilidad del modelado en estas áreas al cambio climático. En regiones áridas la vegetación es más sensible al clima y una ligera modificación en la cobertura vegetal puede producir cambios hidrológicos significativos. Por consiguiente, en estas regiones la intensidad de la erosión puede variar substancialmente como respuesta a cambios de clima no muy acusados.

Las oscilaciones en las temperaturas y precipitaciones que han tenido lugar a lo largo del Holoceno (10.000 últimos años) han sido de escasa magnitud ( $\pm 2^\circ\text{C}$  y  $\pm 10\text{-}20\%$  de precipitación) (Lamb, 1977), pero fueron lo suficientemente importantes como para afectar a la inten-

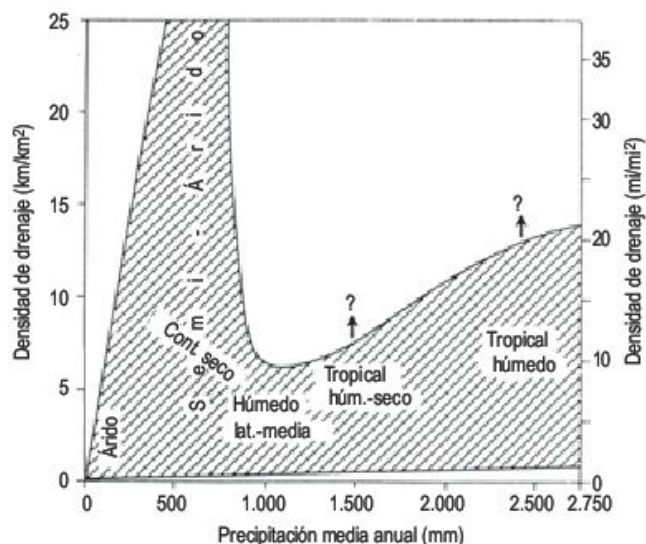


**FIGURA 21.2** Efecto de la temperatura con respecto a la relación de pérdida de sedimentos y precipitación media anual (Schumm, 1965).



**FIGURA 21.3** Relación entre la magnitud de la inundación con un periodo de retorno de 50 años y la precipitación media anual, para tres cuencas de drenaje de distinta superficie (Knox, 1972).





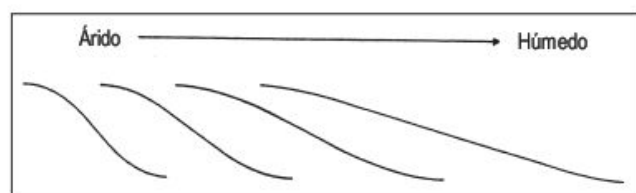
**FIGURA 21.4** Relación entre la densidad de drenaje y la precipitación media anual (Gregory, 1976, modificada por Chorley *et al.*, 1984).

sidad de muchos procesos geomórficos que determinan la estabilidad morfológica de los modelados, especialmente la de los sistemas fluviales (Knox, 1984a, b).

### 21.1.1.1 Las laderas y su evolución

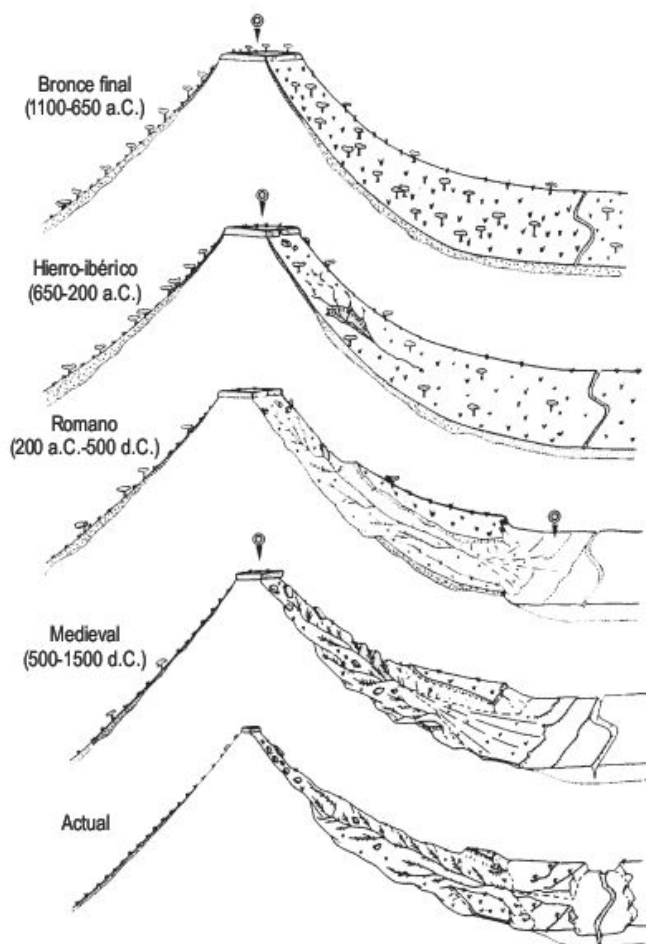
En secuencias de rocas estratificadas es donde mejor se reconoce el perfil característico de las laderas de regiones áridas. Este está constituido en su parte superior por una cornisa, en la parte media aparece una ladera cubierta parcial o totalmente de detritos y al pie del mismo se suele observar una ligera concavidad basal, a partir de la cual se desarrolla un pedimento (King, 1962).

En el estudio de las laderas de una gran parte del territorio de Estados Unidos se pone de manifiesto la influencia del clima en la evolución y morfología de los perfiles (Toy, 1977). Con el fin de minimizar la influencia geológica y estructural el autor llevó a cabo los trabajos sobre lutitas marinas con buzamientos menores de 5°. De la investigación se deduce que las laderas en zonas áridas tienden a ser más cortas, más abruptas y con un radio de curvatura más pequeño que las de las regiones húmedas (Fig. 21.5).



**FIGURA 21.5** Perfiles de ladera esquemáticos para diferentes climas (Toy, 1977).

Un ejemplo de evolución de laderas, en una zona semiárida, durante el Holoceno Superior en el sector central de la Depresión del Ebro lo proporciona el trabajo de Peña *et al.*, (1996). Establece un conjunto de etapas basado en épocas de acumulación y de incisión, apoyado en estudios y dataciones arqueológicas (Fig. 21.6). En la etapa Bronce final, los asentamientos se localizan en zonas elevadas. Varios se han excavado y las laderas se cubren de depósitos. Climáticamente esta etapa corresponde a finales del Suboreal, periodo más frío y húmedo que el actual (Lamb, 1977; Bintliff, 1982). En la etapa Hierro-Ibérico continúan los poblados en lo alto de los cerros, prosigue la acumulación de laderas y al final de esta etapa comienzan las incisiones de las laderas (Burillo *et al.*, 1981a, b, 1983, 1986; Gutiérrez y Peña, 1989, 1992, 1998), y se generaliza el acarcavamiento en época Ibérica. El clima en la Edad del Hierro sigue siendo húmedo y frío. Gribbin y Lamb (1978) la denominan Época Fría de la Edad del Hierro y a partir de entonces se produce el cambio climático



**FIGURA 21.6** Esquemas evolutivos de las laderas y rellenos de valle desde el Bronce final hasta la actualidad. Los símbolos indican los emplazamientos más habituales para los asentamientos humanos en las distintas épocas (modificada de Peña *et al.*, 1996).



que da inicio al Subatlántico (Wenland y Brison, 1974; Lumley *et al.*, 1976; Lamb, 1977).

En la época romana, cambia el tipo de doblamiento y se construyen casas dispersas o villas, junto a las tierras cultivadas y en la morfogénesis de las laderas domina la incisión que genera cárcavas y paleoladeras o facetas triangulares de ladera, que actúan como formas aisladas. De tal modo, la progresiva erosión de las laderas, también trae consigo la reducción de las facetas triangulares. Durante la época medieval, con la llegada de los árabes se tiende a instalar en torno a cerros protectores. En esta época, el Periodo Subatlántico tiene su máximo calentamiento en la época medieval (Gribbin y Lamb, 1978), en el que se produce el Pequeño Óptimo.

Estos procesos y formas resultantes se reconocen en las laderas y rellenos de valle tanto en la Depresión del Ebro (Zuidam, 1975, 1976, 1976b; Burillo *et al.*, 1985, 1986; Pellicer *et al.*, 1986; Stevenson *et al.*, 1991; Peña y González, 1992; Soriano y Calvo, 1987; Soriano, 1989; Peña *et al.*, 1991, 1993; Arauzo y Gutiérrez, 1994; Macklin *et al.*, 1994; Macklin y Passmore, 1995; Harvey y Gutiérrez, 2005) como en la Cordillera Ibérica (Burillo *et al.*, 1981a, b, 1983). Todas estas investigaciones ponen de manifiesto una buena correlación climática para las acumulaciones de ladera del Bronce final-Hierro. Por el contrario, aunque localmente en los rellenos de valle se presenta una correlación climática, en muchos se observa un diacronismo, muy posiblemente debido a la fuerte presión antrópica sobre el medio.

La menor solubilidad de las calizas inhibe en gran parte el desarrollo de morfologías kársticas. Se considera que por debajo de 250-300 mm de precipitación no se desarrollan modelados kársticos (Sweeting, 1972). Los estudios sobre tasas actuales de disolución llevados a cabo

sobre tumbas de calizas en Haifa (Klein, 1984) y Jerusalén (Danin, 1983) señalan una velocidad de meteorización de unos 0,005 mm/año, aunque esta disolución parece estar influenciada por polución urbana y actividad microbiológica. Por consiguiente, la disolución es muy baja a pesar de que en ambas ciudades la precipitación es de unos 600 mm. Más al Este en el Desierto de Judea (Israel), las laderas desarrolladas sobre calizas y margas del Cretácico superior se presentan regularizadas, con perfiles convexo-cóncavos y disectadas por erosión fluvial en su base, y cubiertos de una delgada capa de detritos (Fig. 21.7). Por debajo de ella, se reconocen lapiaces bien desarrollados del tipo *kluftkarren* (lapiáz estructural) (Fig. 21.8), *hohlkarren* (lapiáz oqueroso) y *kamenitzas* (cuencas de disolución) en áreas con una precipitación de 100 mm. Las grietas de los lapiaces estructurales aparecen en numerosos lugares totalmente rellenas de  $\text{CaCO}_3$  secundario con estructura hojosa (Fig. 21.9). Estas circunstancias parecen indicar una antigua etapa de mucha mayor precipitación que la actual y otra posterior, más árida, de precipitación de carbonatos entre las fracturas del lapiáz.

#### 21.1.1.2 Facetas triangulares de ladera

El conocimiento de los procesos desarrollados en laderas de ambientes áridos y semiáridos ha progresado considerablemente en las últimas décadas. Sin embargo, los trabajos relativos a la evolución de las mismas son escasos, debido a la dificultad de llevar a cabo dataciones que sitúen temporalmente las diferentes laderas relictas. No obstante, en los medios semiáridos en los que existe un mayor porcentaje de cobertera vegetal y ha habido una ocupación humana desde antiguo, es posible encontrar restos carbo-



**FIGURA 21.7** Laderas regularizadas sobre calizas y margas del Cretácico superior, que afloran como consecuencia de la incisión de los barrancos. El perfil convexo-cóncavo parece indicar una etapa previa más húmeda que la actual (260 mm). Desierto de Judea. Israel.





**FIGURA 21.8** Lapiaz estructural (*kluftkarren*) exhumado de la cubierta de detritos de la ladera con grietas ampliamente ensanchadas por disolución en un área con 100 mm de precipitación actual. Kalia, Midbar Yehuda. Desierto de Judea (Israel).



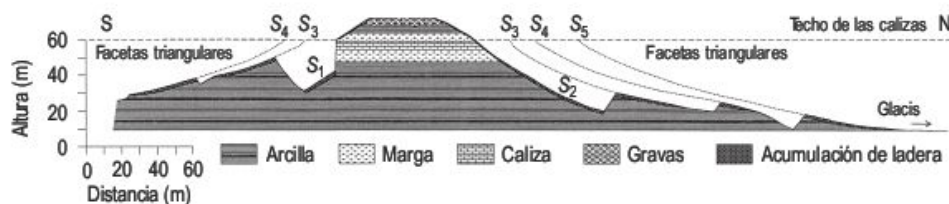
**FIGURA 21.9** Grietas del lapiaz estructural rellenas por  $\text{CaCO}_3$  secundario con estructura hojosa. Kalia. Midbar Yehuda. Desierto de Judea (Israel).

nosos y materiales arqueológicos en el interior de los depósitos que posibilitan su datación. Además, recientemente las dataciones se han incrementado utilizando la técnica OSL.

Las acumulaciones de ladera pueden estar afectadas con posterioridad a su elaboración por una etapa de predominio de la incisión, que puede destruir toda la acumulación o dar origen a laderas relictas denominadas *talus flatirons* (Koons, 1955). También se conocen como *tripartite slopes* (Gossmann, 1976) y *triangular slope facets* (Büdel, 1982). Estas morfologías presentan en planta forma triangular o trapezoidal y se localizan alrededor y se-

paradas del escarpe (Figs. 17.15 y 21.10). Por consiguiente, la generación de las facetas requiere la alternancia de etapas acumulativas y erosivas en la evolución de las laderas. El desarrollo de varias de estas etapas puede dar origen a una secuencia de *talus flatirons*, de manera que las más recientes se sitúan próximas al escarpe. Estas formas relictas no son muy frecuentes a nivel global y esto se debe a que se localizan preferentemente en formaciones estratificadas con disposición subhorizontal, en las que la cornisa sobreyace a materiales fácilmente erosionables que pueden ser evacuados rápidamente por los procesos de encajamiento (Koons, 1955; Everard, 1963; Büdel,





**FIGURA 21.10** Corte esquemático de los materiales miocenos y de la secuencia de cinco etapas de evolución de ladera. Cerro de San Pablo, Villanueva de Huerva (provincia de Zaragoza). Depresión del Ebro (Gutiérrez *et al.*, 1998).

1970; Blume y Barth, 1972; Gerson, 1982; Gerson y Grossman, 1987; Schmidt, 1989, 1994; Arauzo *et al.*, 1996a). Además, la cornisa debe ser poco potente con el fin de que la acumulación de detritus no sea excesiva (Schmidt, 1987) de forma que su destrucción y retroceso del escarpe sean rápidos. Por otra parte, la alternancia de capas duras y blandas por debajo de la cornisa dificulta la generación de las facetas triangulares de ladera.

Una vez indicados los factores que favorecen la formación de los *talus flatirons*, se hace preciso conocer las causas generadoras de los mismos. Koons (1955) interpreta los talus flatirons a partir de un balance discontinuo entre el suministro y la remoción de detritos en la ladera (Fig. 17.12). A este origen no cíclico se opone una interpretación basada en la modificación de los procesos morfogenéticos dominantes como consecuencia de cambios climáticos (Everard, 1963; Gerson, 1982; Gerson y Grossman, 1987; Sancho *et al.*, 1988; Schmidt, 1989, 1994; Arauzo *et al.*, 1996a,b; Gutiérrez *et al.*, 1998a,b) (Fig. 21.11). Para épocas recientes se señala también la posible incidencia de la acción antrópica en la modificación de los procesos geomorfológicos (Everard, 1963; Sancho *et al.*,

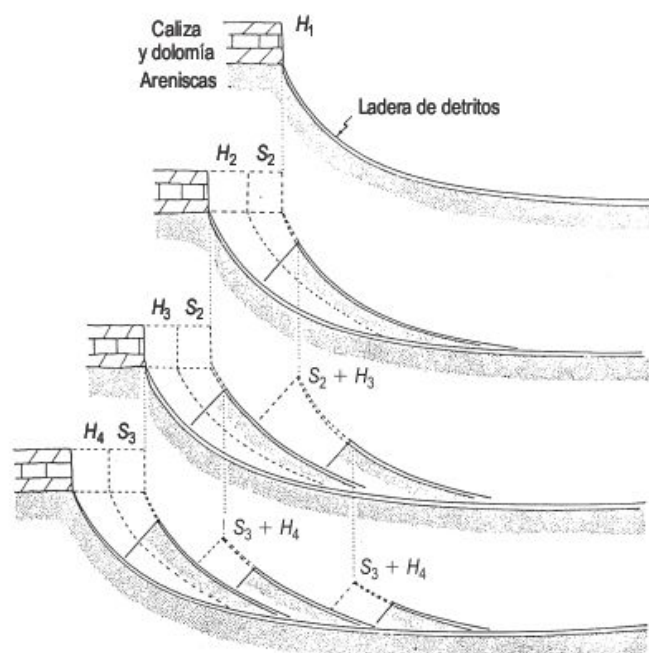
1988; Gutiérrez y Peña, 1989, 1992, 1998; Arauzo *et al.*, 1996a,b; Gutiérrez *et al.*, 1998 a,b).

La importancia de los cambios climáticos ha sido ampliamente discutida para diversos tipos de modelados. En regiones desérticas con escasa cubierta vegetal, las variaciones de la misma debidas a cambios climáticos pueden conducir a importantes modificaciones en las condiciones hidrológicas. Las características climáticas del centro de la Depresión del Ebro coinciden en la curva de Schumm (1965) con los puntos de máxima producción de sedimentos. Según esta gráfica, débiles variaciones en la temperatura y precipitación anual pueden modificar el porcentaje de cobertura vegetal y, como consecuencia, se producirán variaciones en la producción de sedimentos.

Por otra parte, en los periodos más húmedos (pluviales) son más activos los procesos de producción de sedimentos en la cornisa, sobre todo los de zapamamiento y *slump*. Esto se debe a un aumento de la infiltración y del flujo subterráneo por encima de las capas impermeables (Ahnert, 1960). Cuando tiene lugar una disminución de la temperatura se incrementa el número de días de helada al año, por lo que será mayor la producción de sedimentos del escarpe por crioclastia.

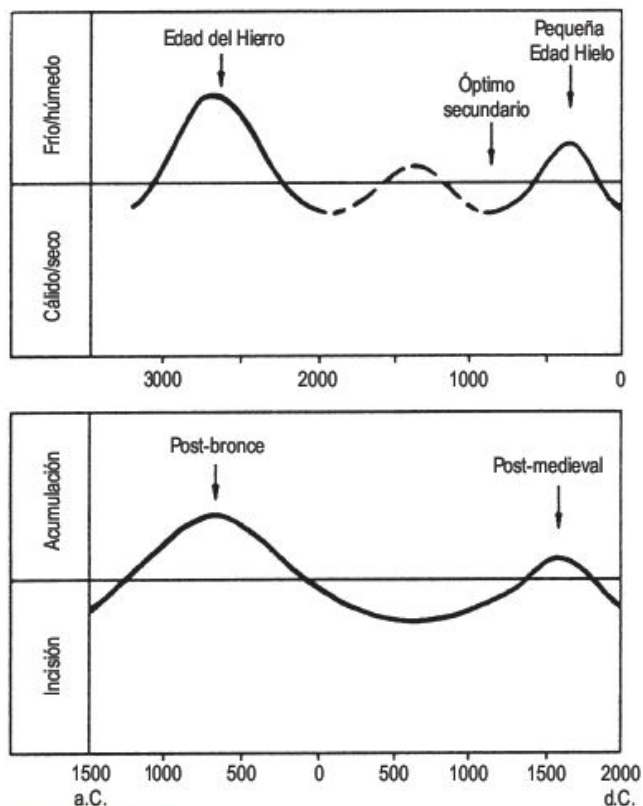
La interpretación climática de las etapas de acumulación e incisión nos lleva a establecer una posible correlación con secuencias climáticas conocidas. Las dos etapas más recientes de acumulación de laderas están ampliamente representadas en todo el noreste de España (Gutiérrez y Peña, 1989, 1998) y han sido datadas en numerosos lugares por técnicas arqueológicas y radiométricas. La acumulación más reciente, Post-Medieval, puede correlacionarse con la Pequeña Edad del Hielo (1450-1850 a.D.) (Grove, 2004). La acumulación de la etapa anterior se produce durante la Epoca Fría de la Edad del Hielo (2.900-2.300 BP) (Lamb, 1977; Gribbin y Lamb, 1978; Grove, 1979; Harding, 1982). Gutiérrez y Peña (1989, 1992, 1998) y Gutiérrez *et al.*, (2003, 2006) correlacionan para el noreste de la Península Ibérica estas dos etapas de acumulación con estos dos períodos fríos (Fig. 21.12).

En la actualidad únicamente se disponen de varias dataciones para acumulaciones más antiguas a las citadas anteriormente, ambas obtenidas por  $C^{14}$  en Mezalocha y Chalamera (provincia de Zaragoza) (Gutiérrez *et al.*, 1998, 2006). En principio, existe una buena correlación con los sucesos Heinrich establecidos a partir del estudio de testigos del fondo oceánico profundo del Atlántico Norte. Las edades obtenidas para las acumulaciones podrían corresponder con los eventos H3 (27,8-28,5 ka BP)



**FIGURA 21.11** Evolución de una secuencia de facetas triangulares de ladera. H = régimen pluvial. S = régimen interpluvial. La faceta señala el final de los periodos pluviales (Gerson, 1982).





**FIGURA 21.12** Relaciones entre etapas acumulativas y erosivas en depósitos de ladera del noreste de España y las épocas climáticas del Holoceno superior (Gutiérrez y Peña, 1989).

y H4 (35 ka BP) (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993, 1997, 1999). Un evento Heinrich está representado por sedimentos de origen glaciar procedentes de la fusión de ice-

bergs con escasos foraminíferos. Las etapas de generación de estos eventos se encuentran en relación con una enorme profusión de icebergs, resultantes de rápidos desprendimientos en los casquetes de hielo septentrionales. Estas circunstancias traen consigo un enfriamiento generalizado de las aguas superficiales del océano. Como consecuencia, los aires fríos procedentes del Atlántico penetran en la Depresión del Ebro. Este descenso de la temperatura produce una disminución de la evapotranspiración y, por consiguiente, un incremento de la disponibilidad hídrica del suelo, lo que da lugar a un aumento de la cobertura vegetal. Estas condiciones parecen ser las adecuadas para un predominio de la acumulación de sedimentos en las laderas. Estos eventos Heinrich tienen lugar en momentos de extremo enfriamiento atmosférico y van seguidos por interstadiales netos y cortos (Dansgaard *et al.*, 1993).

De todo ello se deduce que las etapas de acumulación coinciden con periodos climáticos fríos, mientras que las etapas de incisión corresponden con periodos climáticos cálidos en los que se individualizan las facetas triangulares de ladera. Por tanto, las secuencias de *talus flatirons* parecen registrar cambios climáticos.

En ambientes semiáridos, estos cambios en los sistemas de ladera, que dan lugar a *talus flatirons*, se producen en relativamente breves espacios de tiempo. No obstante, en áreas con una aridez más acusada (Fig. 21.13) se hacen necesarios cambios climáticos del orden de 100 ka, para generar estas laderas relictas (Gerson, 1982; Gerson y Grossman, 1987; Bull, 1991; Schmidt, 1994, 1996).

Los datos cronológicos que se disponen en la actualidad son muy escasos y es necesario tener muchas más dataciones que permitan comprobar esta génesis climática. Si las investigaciones que estamos llevando a cabo corro-



**FIGURA 21.13** Secuencia de facetas triangulares de ladera. Makhtesh Ramon. Desierto del Negev (Israel).

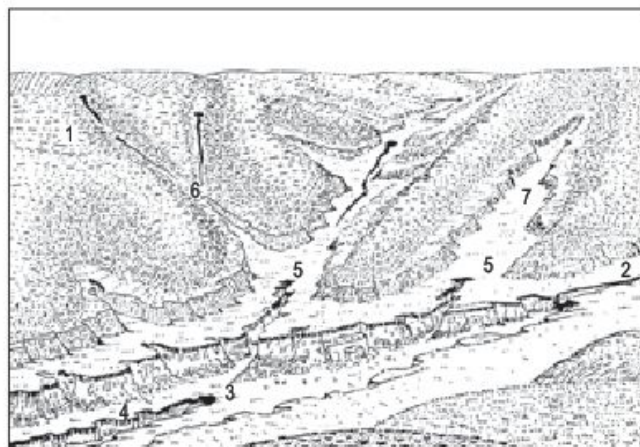


boran esta hipótesis, será posible obtener una curva climática para esta región durante el Pleistoceno Superior y Holoceno. Por otra parte, dada la situación intermedia de la Península Ibérica entre Europa y África, estos trabajos pueden ser de gran utilidad para una posible correlación con los periodos pluviales del Norte de África y las fluctuaciones climáticas reconocidas en Europa central y septentrional.

### 21.1.1.3 Las ramblas o arroyos

**Rambla** es un término utilizado fundamentalmente para designar a cursos fluviales efímeros de las zonas semiáridas de la cuenca mediterránea española. Estos cursos tienen fondo plano y paredes verticales y sólo son funcionales cuando se producen grandes aguaceros, que dan lugar a crecidas que movilizan una importante carga sólida (Segura, 1990). **Arroyo** es un vocablo introducido por los colonizadores españoles en los desiertos del Oeste de los Estados Unidos y se aplica a cauces desde 5 a 200 km de largo, con secciones transversales profundas y de fondo plano. Es un curso intermitente que está afectado por tormentas esporádicas y se encaja en un material, por lo general, no consolidado (American Geological Institute, 1972; Bull, 1997; Tchakerian, 1999; Goudie, 2004g). En estos sistemas aluviales se pueden diferenciar distintas etapas de acumulación y encajamiento (Figs. 21.14 y 21.15).

La región en la que estos sistemas geomórficos han sido estudiados más profundamente es la de los desiertos norteamericanos y de ahí derivan los conocimientos más



**FIGURA 21.14** Esquema obtenido a partir de diferentes fotografías en el que se reconocen barrancos discontinuos (1) formados en valles tributarios, que coalescen por erosión remontante (6). En estos valles hay dos *knickpoints* (2,3). El encajamiento del fondo del valle da lugar a terrazas (4,5). Los rellenos de valle (7) se originan a partir de procesos de erosión lateral y longitudinal (Brice, 1966).

avanzados en los campos de la Hidrología, Paleohidrología, Geomorfología y Cambio Climático. La sedimentación de los rellenos de valle por cursos efímeros discontinuos se lleva a cabo con precipitaciones que fluctúan entre 100 y 500 mm (Bull, 1997). La temperatura controla la escorentía al influir en la evapotranspiración y en el tipo y densidad de vegetación. Estos efectos son más acusados en las regiones áridas que en las subhúmedas y húmedas



**FIGURA 21.15** Terraza elaborada en un relleno de valle por encajamiento del Barranco de Villafranca. Villafranca de Ebro (provincia de Zaragoza). Depresión del Ebro.



(Langbein *et al.*, 1949). El material que se sedimenta en estos cursos efímeros deriva fundamentalmente del suministro de arena, limo y arcilla, procedente de la erosión de las laderas. Con posterioridad, estas partículas se movilizan fácilmente, excepto los niveles de arcilla en los que disminuye la infiltración y aumenta la cohesión.

Por otra parte, la acción antrópica es importante ya que el hombre modifica la cubierta vegetal de muchas maneras: sobrepastoreo, exceso de construcciones, deforestación, incendios, etc. El incremento de la biomasa afecta a la resistencia a la erosión del canal (Graf, 1979). En este sentido, Cooke y Reeves (1976) muestran cómo la introducción de animales herbívoros en Nuevo Méjico y Arizona ha desencadenado un importante incremento en la erosión de los suelos.

En las ramblas o arroyos se reconocen varios niveles escalonados (Fig. 16.71), dentro de los sedimentos que rellenan estas formas, que resultan de la alternancia de distintas etapas de agradación e incisión. En el centro de la Depresión del Ebro se desarrolla una intrincada red dendrítica de valles de fondo plano (localmente denominados «vales») sobre materiales margosíferos miocenos (Fig. 21.16), que aparecen incididos, reconociéndose varios niveles con sedimentos de edad holocena (Peña *et al.*, 1993; Arauzo y Gutiérrez, 1994). En los cursos efímeros se reconocen también épocas de carencia de sedimentación, que se registran por perfiles de suelo incipientes. Por consiguiente, estos cursos efímeros se caracterizan por periodos de sedimentación prolongada, que alternan con breves hiatos con canales someros encajados y desarrollo de entisoles (Leopold, 1994).

Al proceso de agradación, acabado de describir, se sucede una etapa de degradación, que corresponde a un en-

cajamiento de la rambla que comienza con una incisión rápida seguida de un descenso exponencial, como consecuencia de la aproximación a un nuevo nivel de base de erosión (Bull, 1997). Para el Sur de Arizona Cooke y Reeves (1976) proponen un modelo sobre las diversas causas de iniciación del encajamiento del arroyo en el que interaccionan multitud de variables. Las principales son los cambios en el uso del suelo, las variaciones aleatorias en la frecuencia y magnitud de los procesos y los cambios climáticos seculares. El primero y el último parecen ser las causas principales del comienzo de los arroyos. No obstante, el origen de los mismos es un clásico ejemplo de equifinalidad o convergencia de formas, en el que es muy difícil señalar un único mecanismo (Cooke y Reeves, 1976).

En el estudio del origen del encajamiento en los arroyos es muy complejo separar la acción antrópica de los cambios climáticos seculares o de corta duración. Otra forma más simple de afrontar el problema es señalar que se produce un aumento de la erosión por las aguas de escorrentía y una disminución de la resistencia a la erosión en los sedimentos del arroyo. En cualquier caso, la vegetación parece ser la clave en la iniciación y desarrollo del arroyo. La cubierta vegetal, tanto de ladera como de ribera (Fig. 21.17), responde rápidamente a los cambios de temperatura, precipitación y a la interferencia antrópica. Dentro de las modificaciones en el **uso del suelo**, el sobrepastoreo en zonas áridas con suelos limosos da lugar a un descenso de la cubierta de vegetación, intenso pisoteo, incremento en el impacto y salpicadura por gotas de lluvia y, por consiguiente, una disminución de la capacidad de infiltración. Todo ello, junto con las prácticas de construcción (caminos, ferrocarriles, puentes), deforestación y



**FIGURA 21.16** Vista aérea de la red dendrítica de valles de fondo plano elaborada en yesos y margas miocenas. Centro de la Depresión del Ebro.





**FIGURA 21.17** Rambla o arroyo con el cauce cubierto con una vegetación fundamentalmente arbustiva. Las paredes son verticales y están constituidas por materiales fácilmente erosionables. Barranco Grande. Las Bárdenas Reales (Navarra).

fuegos son las principales causas desencadenantes debidas a la actividad humana. Dos ejemplos ilustran estas causas antrópicas.

Thornes (1976) en su trabajo sobre la Cuenca de Almazán (Soria) indica que el exceso de pastoreo debido, por un lado, a su propia cabaña y, por otro, al ser ruta de trashumancia hacia los pastos de verano del Urbión «es un factor importante en la intensa erosión de estas áreas», a causa de la disminución de una gran parte de la vegetación esteparia. Esto ha dado lugar a un desencadenamiento de la erosión con la generación de barrancos que inciden en los terrenos terciarios, constituidos por materiales fácilmente erosionables.

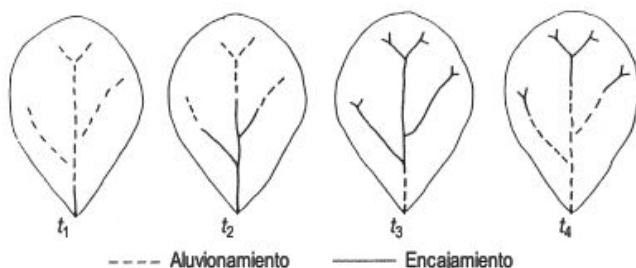
Un problema similar surgió durante la colonización del suroeste de los Estados Unidos. Los colonos llegaron en gran número, construyeron numerosas granjas y caminos y trasladaron a estas tierras decenas de miles de cabezas de ganado vacuno. Todas estas circunstancias condujeron a la desaparición de una gran parte de la vegetación existente, comenzando un intenso arroyamiento que produjo en muy pocos años encajamientos en barrancos de más de 50 m de profundidad. Este proceso erosivo tuvo lugar entre 1850 y 1920 y especialmente de 1870 a 1890. Los colonos se vieron forzados a emigrar nuevamente hacia áreas más favorables. Este cambio ambiental de origen antrópico es conocido desde hace mucho tiempo y Cooke y Reeves (1976) lo han estudiado a fondo en una excelente monografía.

Otros autores (Bryan, 1941; Antevs, 1952) sostienen un origen mixto para los encajamientos y señalan que la vegetación estaba debilitada, a finales del siglo pasado, por un cambio climático, a lo que se sumó el sobrepastoreo. Esta hipótesis parece encontrar un apoyo en estudios dendrocronológicos, que apuntan la existencia de un periodo

de precipitaciones más bajas (Stockton y Fritts, 1971).

Otro de los modelos propuestos por Cooke y Reeves (1976) es el relativo a las **variaciones aleatorias en la frecuencia y magnitud de los procesos**. Una causa que puede conducir a la incisión es el descenso tectónico del nivel de base (Bull y Pearthree, 1988). Otra está en relación con la capacidad erosiva, que aumenta exponencialmente con el incremento del caudal (Leopold *et al.*, 1964). Ello da lugar a inundaciones ocasionadas por tormentas. Estos eventos producen encajamientos, mientras que en los periodos de menor caudal predomina la agradación. Schumm y Hadley (1957) sugieren que se deben a ajustes internos dentro del sistema fluvial. Para pequeñas cuencas, menores de unos 50 km<sup>2</sup>, la sedimentación puede producirse por disipación del flujo, producido por infiltración, evaporación, etc. Estos autores generalizaron estos cambios y propusieron un ciclo de erosión semiárido en el que se contempla la evolución de la agradación e incisión para pequeñas cuencas de drenaje (Fig. 21.18).

Los cambios climáticos menores y seculares constituyen el último modelo sobre las causas de la incisión.



**FIGURA 21.18** Ciclo de aluvionamiento y encajamiento en pequeñas cuencas de drenaje semiáridas (Schumm y Hadley, 1957).



Para periodos de corta duración hay suficientes evidencias de que en estos sistemas la erosión y sedimentación responden al cambio climático, así como a la acción humana. Leopold (1976) instrumentó cursos efímeros en Nuevo Méjico, con el fin de analizar sus modificaciones, durante un periodo de 15 años y dedujo que los arroyos que habían erosionado durante todo el siglo, a partir de 1961 cambiaron su tendencia hacia la agradación. Atribuyó el cambio al enfriamiento posterior a 1940. Hereford (1984) describe una situación similar en Arizona. Por otra parte, las respuestas hidrológicas y geomorfológicas ante las oscilaciones de El Niño pueden producir sequías (Andrade y Sellers, 1988) o grandes inundaciones en el suroeste de los Estados Unidos. Hay que tener en cuenta que esta perturbación climática es persistente.

No hay duda de que en las zonas semiáridas, durante las épocas de colonización, que afectaron al suroeste de Estados Unidos, Suráfrica, India y Australia, el encajamiento de los cursos fluviales se incrementó notoriamente (Cooke *et al.*, 1993). Sin embargo, en periodos prehistóricos la alternancia de agradación e incisión parece ser debida a cambios climáticos (Antevs, 1952). Otros investigadores, mediante estudios dendrocronológicos, con registros de miles de años, señalan la alternancia de épocas secas y húmedas que se relacionan con etapas de encajamiento y sedimentación. A conclusiones parejas se llega utilizando dataciones de  $^{14}\text{C}$  y restos arqueológicos.

Leopold (1994) lleva a cabo una síntesis de la historia climática, con posterioridad al retroceso de los hielos Wisconsin, basada en las numerosas investigaciones llevadas a cabo sobre los depósitos aluviales del suroeste de los Estados Unidos. Se reconoce un periodo de agradación, desde la última glaciación, hasta el Periodo Altitérmico u Óptimo Climático, hace 4.000-6.000 años. Durante las condiciones áridas de este periodo se desencadenó una amplia erosión en los rellenos de valle, que produjo terrazas de hasta 10 m sobre su cauce. Con posterioridad se desarrolló otro periodo de agradación que finalizó alrededor de 1200-1400 años d.C. (Periodo Cálido Medieval u Óptimo Climático Secundario). En este periodo seco tuvo lugar nuevamente un predominio de la incisión de los depósitos fluviales anteriormente depositados. En la etapa húmeda y fría correspondiente a la Pequeña Edad del Hielo (1450-1850 d.C.) se renueva la agradación. Entre 1880 y 1920 tiene lugar un cambio hacia la aridez que produce la erosión de los valles.

Esta propuesta es de carácter general y obedece a los datos existentes, pero no es universal. Esta secuencia de etapas de agradación y erosión puede ser distinta para los tributarios de cabecera que para los canales principales (Balling y Wells, 1990). Además, es improbable que exista un sincronismo entre las etapas de degradación dentro de una amplia región, ya que cada sistema fluvial tiene una diferente sensibilidad a las perturbaciones climáticas (Bull, 1997). Este autor calcula en menos de 100 años el tiempo necesario para el encajamiento, pero se requieren más

de 500 años para completar la agradación de canales encajados.

En conclusión, es demasiado simplista atribuir el inicio del encajamiento del canal a una sola causa, como, por ejemplo, un aumento de temperatura. Las modificaciones en la densidad de vegetación de ladera o de ribera juegan un importante papel en la iniciación de la incisión. La vegetación puede modificarse por cambios en la precipitación, temperatura, sobrepastoreo, incendios y otras actividades humanas. La incisión comienza cuando estas variables crean un desequilibrio en el sistema, suficiente como para desencadenar y mantener el proceso de encajamiento. No obstante, algunas explicaciones, como el cambio climático, son de ámbito regional, mientras que otras solo tienen un significado local. De esta complejidad del problema de la rambla o arroyo, surgen defensores y detractores de cada hipótesis, aunque hay que tener presente que distintos cambios en una misma zona pueden dar resultados geomórficos similares.

#### 21.1.1.4 Abanicos aluviales

Son formas semicónicas que se producen cuando flujos de agua y sedimentos confinados llegan al pie de las montañas donde tiene lugar una reducción del poder de la corriente, carencia de confinamiento y la sedimentación de la carga, fundamentalmente la de mayor tamaño. Aunque se localizan en numerosos ambientes climáticos (Rachocki, 1981), el propósito en nuestro caso es intentar deducir los cambios climáticos que han tenido lugar en estos abanicos, ubicados actualmente en zonas áridas.

El estudio de los abanicos aluviales ha experimentado un gran avance con la aplicación de técnicas sedimentológicas (Mayer *et al.*, 1984; Grossman y Gerson, 1987), análisis de paleosuelos (Bull, 1991), dataciones de carbón vegetal y métodos de barniz rocoso (Dorn, 1994a). Todo ello permite deducir los rasgos climáticos a partir de los depósitos y paleosuelos, así como llevar a cabo correlaciones dentro del abanico y regionalmente. Con ello se pretende establecer la influencia del clima en la construcción de los abanicos aluviales.

Para algunos autores, las etapas fundamentales de agradación en el abanico tienen lugar en periodos húmedos (Glennie, 1970; Dorn *et al.*, 1987; Maizels, 1987), mientras que otros estiman que la sedimentación se incrementa en etapas más áridas (Wells *et al.*, 1987; Bull, 1991). Una solución intermedia la adoptan otros investigadores, que señalan que en ambas condiciones climáticas puede producirse agradación (Williams, 1973; Ponti, 1985). Todo ello nos habla de la complejidad de la interpretación y de la extrema dificultad de las correlaciones.

No obstante, se han propuesto cuatro modelos conceptuales para relacionar los cambios climáticos con el desarrollo de los abanicos aluviales (Dorn, 1994b). Cuando tiene lugar una **transición a un clima más seco**, se produce una mayor denudación de los depósitos acumulados



en laderas y valles de la cuenca de recepción, retenidos previamente por una mayor cubierta vegetal, dando lugar a una etapa de agradación (Knox, 1983; Wells *et al.*, 1987; Harvey, 1990, 1997; Bull, 1991). El **modelo paraglaciar** llama la atención sobre la gran cantidad de material fácilmente erosionable y de los grandes volúmenes de agua liberados en la época de fusión. Todo ello afecta a los abanicos en el sentido de que la glaciación produce grandes cantidades de sedimentos que alimentan al abanico aluvial, perdurando estas circunstancias durante miles de años después de la etapa glacial. En los desiertos del Oeste de los Estados Unidos y de Asia Central se reconocen numerosos ejemplos en los que las cuencas de recepción de los abanicos aluviales han estado sometidas a la actividad de los glaciares. Otra alternativa, anteriormente señalada, es la relación directa entre **etapa húmeda y agradación**. Algunos autores la relacionan con condiciones glaciares en las que la disponibilidad hídrica es mayor (Bull, 1991). Finalmente, **el modelo periglacial** implica una importante producción de crioclastos que al erosionarse dan lugar a una etapa de agradación en el abanico aluvial (Williams, 1973; Wasson, 1977). Estos procesos periglaciares son muy patentes en algunas montañas sobre las que se desarrolla la cuenca de recepción del abanico aluvial. En el sureste de España se señala que los periodos fundamentales de agradación coinciden con las fases frías cuaternarias y la disección con periodos de escaso aporte de sedimentos, que corresponden con fases más cálidas (Harvey, 1978, 1990, 1996, 1997).

La construcción de un abanico aluvial requiere un largo periodo de tiempo y, por consiguiente, durante su formación se producirán cambios en las variables climáticas. A pesar de la diversidad de los modelos propuestos, es realmente difícil separar las influencias climáticas de otros «ruidos», como los tectónicos o los factores intrínsecos del sistema. Sin embargo, analizando el registro de paleovegetación en el Desierto de Mojave se han llevado a cabo correlaciones climáticas entre diferentes áreas con abanicos aluviales (Spaulding, 1990). En este tipo de correlaciones hay que tener presente que las zonas analizadas suelen presentar historias tectónicas recientes muy variables.

En la actualidad, los investigadores están de acuerdo en que la construcción de los abanicos aluviales de las zonas áridas se produce como consecuencia de tormentas de alta magnitud y baja frecuencia (Beaty, 1974; Baker, 1977; Dorn, 1994b; Blair y McPherson, 1994a,b; Harvey, 1997), que han podido manifestarse en cualquier periodo climático de su historia. Por consiguiente, es difícil predecir los efectos del cambio climático (Harvey, 1996). Como señala este autor, las condiciones de umbral y la sensibilidad al cambio ambiental (Brunsdon y Thornes, 1979) varían considerablemente de un abanico a otro. En la zona semiárida del sureste de España, durante el periodo de 1985-1990, tuvo lugar un incremento significativo en el número de tormentas. La erosión se limitó al ápice de los abanicos, don-

de se produjeron marcados encajamientos, mientras que el sedimento erosionado se depositó aguas abajo, sin ninguna evidencia de nuevas incisiones en las zonas medias y distales de los abanicos aluviales (Harvey, 1996). Por consiguiente, de lo anteriormente señalado resulta muy complejo reconstruir la historia evolutiva o incluso algunos datos de los cambios climáticos a los que han estado sometidos los abanicos aluviales (Blair y McPherson, 1994a,b).

### 21.1.1.5 Ríos desérticos

Los cambios que experimentan la forma de los canales y el tipo de depósito son las armas fundamentales utilizadas para deducir un cambio ambiental. En épocas históricas se conocen numerosos ejemplos de la intervención humana, que desencadena importantes variaciones tanto en la morfología como en los sedimentos fluviales (véase Capítulo 9). También la actividad neotectónica es otro factor que puede incidir en algunas zonas en la modificación e intensidad de los procesos fluviales. Por esta razón, las investigaciones geomorfológicas llevadas a cabo en áreas cratonizadas se encuentran con regiones geológicas en las que la inestabilidad tectónica es inexistente y, por lo tanto, se elude el «ruido» producto de su actividad. Los ríos son relativamente insensibles a los cambios climáticos, al menos que estos últimos sean suficientemente marcados (Reid, 1994). No obstante, los ríos de las zonas áridas y húmedas presentan diferencias manifiestas, no solo en la forma sino en la carga sólida que transportan (Wolman y Gerson, 1978). En las regiones áridas se dispone de escasos registros hidrológicos, o en ocasiones se carecen de ellos, por lo que no se conocen adecuadamente las variaciones recientes y su relación con el clima. Algunos investigadores, como Schumm y Lichty (1963), se preocupan del estudio de las variaciones temporales de los parámetros del canal para deducir cambios climáticos. Un problema de las cuencas de drenaje está en la respuesta que experimentan a los cambios climáticos las variables del sistema fluvial (Schumm y Lichty, 1965). Estas variables están interrelacionadas y el clima afecta fundamentalmente a la meteorización, edafogénesis, vegetación e hidrología (Schumm, 1977). Además, las variables susceptibles al cambio pueden ser más activas en una cuenca que en otra.

Las modificaciones que experimenta el sistema fluvial pueden resultar de cambios en las características medias del clima y también de las modificaciones en los valores ordinarios de la magnitud-frecuencia de los distintos eventos (Knighton, 1998). Igualmente, pequeños cambios climáticos han sido responsables de las variaciones en los sistemas fluviales (Knox, 1983). Los estudios de las inundaciones del río Mississippi de los últimos 7.000 años ponen de manifiesto una etapa cálida y seca entre 5.000 y 3.000 años BP, de inundaciones menores, y un cambio abrupto de naturaleza más fría y húmeda cuya respuesta

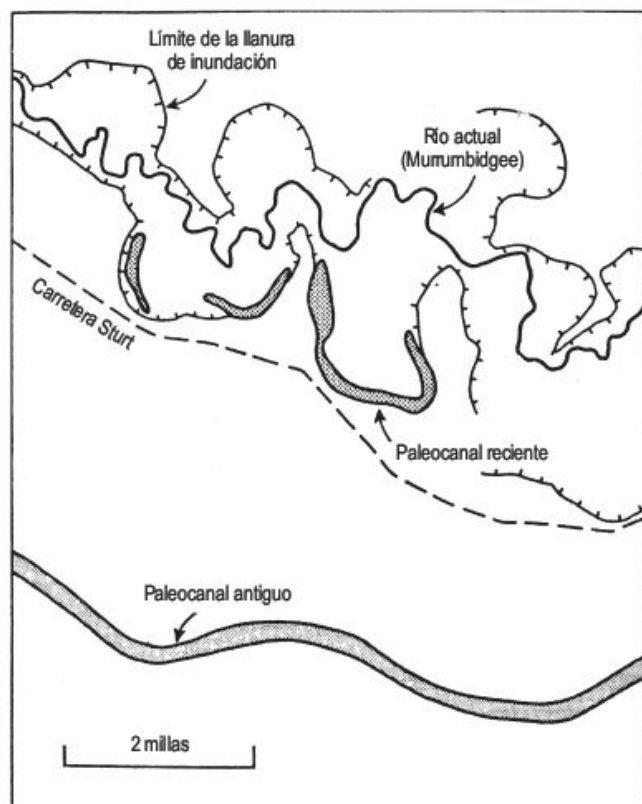


son inundaciones más importantes (Knox, 1993). Además, este autor indica que las más importantes inundaciones en los 9.000 últimos años se deben a cambios periódicos en los sistemas de circulación atmosférica (Knox, 1995).

Cuando el caudal aumenta, como consecuencia de un cambio climático, se incrementa la anchura, profundidad y pendiente del canal y lo contrario cuando disminuye. Si la carga de sedimentos crece, la erosión aumentará en la cuenca de drenaje y este incremento de sedimentos puede producirse por cambio climático hacia una mayor aridez o por deforestación. La disminución de la carga sólida puede deberse a un cambio climático, a circunstancias más húmedas o a prácticas de conservación de suelos. Por lo general, cualquier modificación en el caudal va acompañada por un cambio en el tipo de carga de sedimentos. Cuando se produce un cambio hacia un clima más húmedo tiene lugar un incremento en el porcentaje de cobertura vegetal y, por lo tanto, una disminución de la pérdida de suelos. Este aumento de la precipitación convierte a los cursos efímeros en perennes, crece la densidad de drenaje y se incrementa la erosión de los afluentes a los ríos principales, con el consiguiente aumento de carga sólida de estos últimos, sobre todo durante las tormentas. Si se vuelve a condiciones semiáridas se incrementa la pérdida de suelos y la erosión de las laderas y canales, a la par que disminuye la escorrentía. Todas estas variaciones en el caudal y la carga sólida, que en nuestro caso pueden tratarse de cambios climáticos de subhúmedo a semiárido y viceversa, se traducen en importantes modificaciones hidrológicas y cambios en la morfología de los canales, que se denominan **metamorfosis del canal** (Schumm, 1977; Chorley *et al.*, 1984).

Muchas grandes cuencas de drenaje discurren por zonas climáticas diferentes. Así, el río Nilo nace en el centro de África donde recoge un importante caudal y transporta una pequeña carga de sedimentos. En sus cursos medio y bajo disminuye su caudal e incrementa su carga de sedimentos al atravesar los países áridos de Sudán y Egipto. La historia de las variaciones climáticas que han tenido lugar a lo largo de su recorrido, durante el Cuaternario, es realmente compleja y de difícil estudio (Williams y Williams, 1980).

Uno de los ejemplos más conocidos de metamorfosis fluvial es el del río meandriforme Murrumbidgee, que discurre por la Llanura Riverine de escasa pendiente en New South Wales, Australia (Schumm, 1968, 1969). El canal de 60 m de anchura está enmarcado por la llanura de inundación en la que se reconocen varios meandros abandonados (Fig. 21.19). En la parte inferior de la figura se observa un antiguo canal de baja sinuosidad. Se midieron diferentes parámetros de los canales actuales, recientes y antiguos (anchura, profundidad, sinuosidad, pendiente, longitud de onda de los meandros), así como los caudales y carga sólida con el fin de comparar las variaciones hidrológicas y de transporte de carga cuando eran activos. Estas observaciones geomorfológicas, junto con las eda-

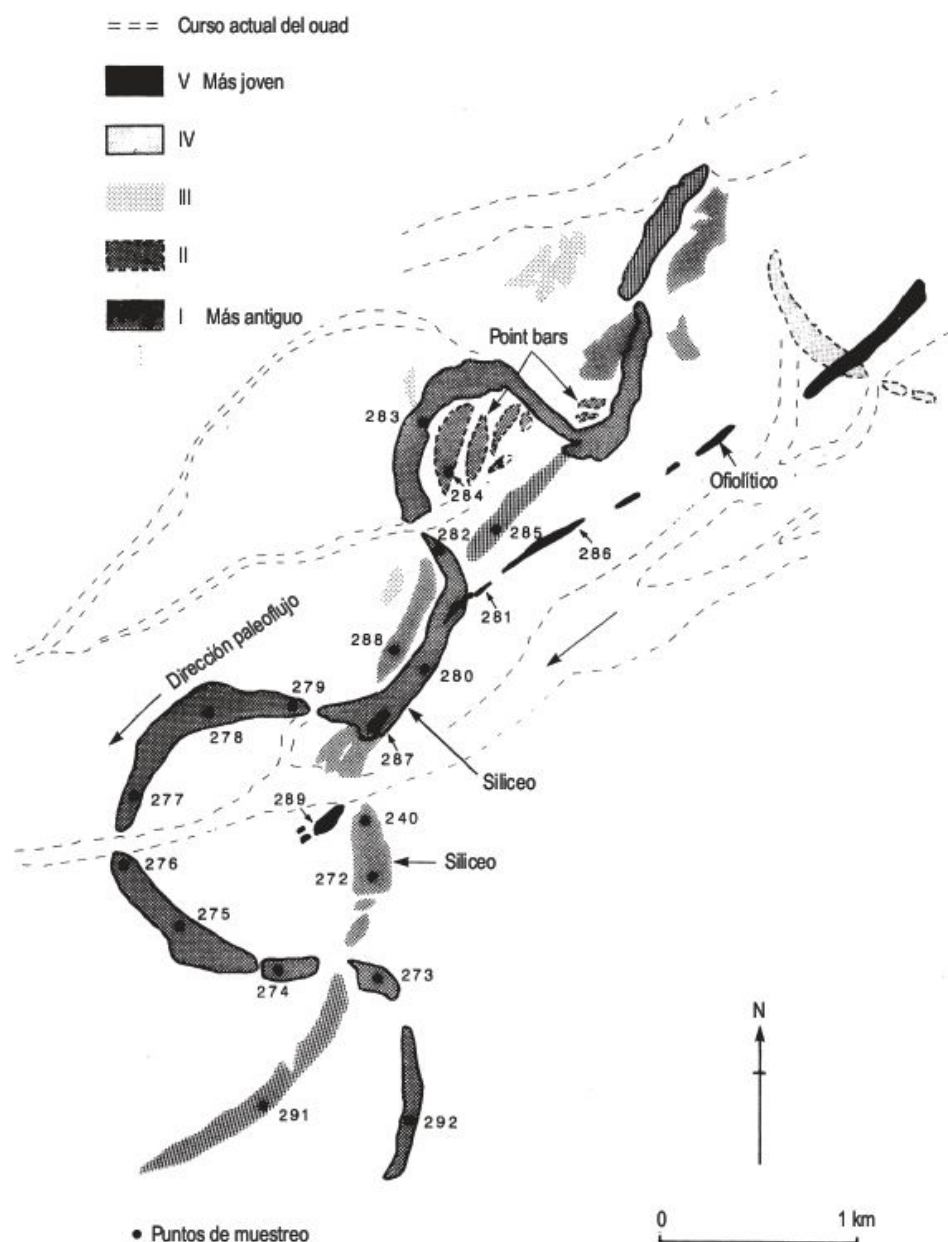


**FIGURA 21.19** El río meandriforme Murrumbidgee discurre por la Llanura Riverine, de escasa pendiente, confinado a la llanura de inundación, donde se observan varios meandros abandonados (paleocanales recientes). En la parte inferior de la figura se reconoce un antiguo paleocanal (Schumm, 1969).

fológicas, indican que el clima era más seco cuando los paleocanales más antiguos eran funcionales, mientras que era más húmedo durante la actividad de los paleocanales más jóvenes.

En una etapa seca el río disminuye su caudal, se reduce la cobertura de vegetación y aumenta la cantidad de carga de fondo transportada. El cambio hacia condiciones más húmedas se traduce en un incremento del caudal y de la anchura, profundidad y longitud de onda de los meandros. El resultado representa una completa transformación del sistema fluvial. Un ejemplo de abandono del sistema fluvial y sustitución por otro se encuentra en Omán, al oeste de las Arenas Wahiba (Maizels, 1987). Se reconocen un sistema de cinco paleocanales, que forman parte de un abanico, constituidos por gravas cementadas (Fig. 21.20). La erosión del abanico produce su rebajamiento que se enfatiza por la deflación eólica y queda un relieve exhumado e invertido en forma de cordón, que sobresale unos 30 m sobre la llanura. Los canales más antiguos pueden corresponder a etapas húmedas del Plioceno-Pleistoceno inferior, mientras que la exhumación debe estar relacionada con los periodos semiáridos pleistocenos, correspondientes a niveles del mar bajos.





**FIGURA 21.20** Sistema de canales y cambios de litología asociados con sucesivas generaciones de paleocanales del Abanico I, al oeste de las Arenas Wahiba (Omán). La sinuosidad y la anchura media de los canales disminuye progresivamente con el tiempo (Maizels, 1987).

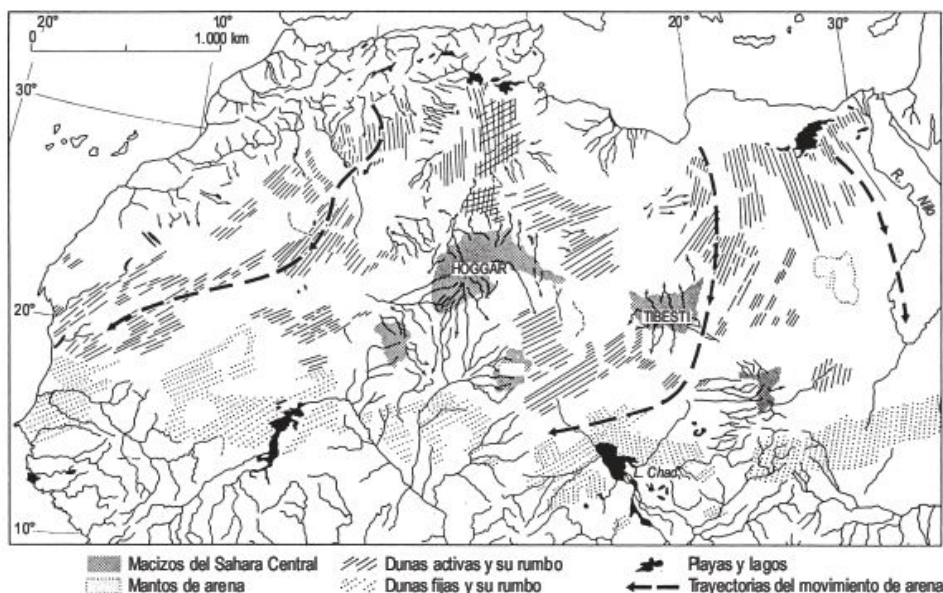
En los ambientes áridos son frecuentes las superposiciones o interferencias de los dominios eólico y fluvial. Así, el suroeste de Egipto, próximo a las fronteras de Sudán y Argelia, está dominado por el gran manto de arena de Selima. Se trata de una zona hiperárida, en la que el estudio de imágenes de radar ha revelado la existencia de un sistema de grandes canales fluviales enterrados por el manto de arena, cuya edad se remonta posiblemente al Mioceno inferior (McCauley, 1982).

El ejemplo más clásico y complejo de interferencia entre etapas eólicas y fluviales alternantes se reconoce en el curso medio del río Níger en Mali (Fig. 21.21). Las acumulaciones fluviales se emplazaron en el periodo húme-

do del Cuaternario inferior y cesaron totalmente durante la etapa posterior de máxima aridez, generándose dunas longitudinales o de alisio (ENE-SSW), en las que se pierden las aguas del río. Con posterioridad, en un periodo más húmedo que el actual, atraviesan los campos de dunas y alimentan a las numerosas depresiones cerradas existentes, produciéndose la expansividad de estos lagos, como lo demuestran la gran cantidad de restos de cerámica del Neolítico. En la actualidad los aportes hídricos son suficientes para que el río Níger tenga un carácter exorreico, aunque las precipitaciones actuales son menores que las del Neolítico y muy superiores a las de la etapa de formación de dunas (Tricart, 1969; 1977). En el apartado de



**FIGURA 21.21** Campos de dunas o *ergs* en el Sahara que tienden a desarrollarse en zonas endorreicas y posiblemente se han originado a partir de depósitos aluviales. Se reconoce una banda de dunas inactivas desde la costa atlántica de Senegal-Mauritania hasta el río Nilo. Igualmente están representadas las dunas activas con las trayectorias principales de movimiento de arena (Mainguet, 1975).



sistemas de dunas de este capítulo se hará hincapié sobre este tema.

## 21.1.2 Paleolagos

El conocimiento de las líneas de costa de antiguos lagos, junto con el estudio de los sedimentos depositados, proporcionan datos muy valiosos sobre las modificaciones hidrológicas a las que han estado sometidos. Muchos lagos desérticos presentan una clara evidencia geomorfológica y estratigráfica de haber tenido, durante el Cuaternario superior (Mabbut, 1977), tamaños mucho mayores a los actuales durante periodos con una más importante humedad efectiva.

La cartografía de las líneas de costa de los lagos requiere una detenida interpretación fotogeomorfológica y un minucioso estudio de campo (Sack, 1994). Las medidas realizadas en distintos puntos, alrededor de la cuenca lacustre para una misma línea de costa, suelen presentar diferentes alturas. Esto puede ser debido a procesos geomórficos costeros y en los lagos profundos a rebotes hidroisostáticos (Gilbert, 1890). Con estos datos se pueden determinar el área y la profundidad del paleolago durante diferentes periodos. La presencia de subcuencas, separadas unas de otras por umbrales, como en el lago de Bonneville (Gilbert, 1890), controlan los niveles del paleolago (Benson, 1978; Benson y Paillet, 1989) y dificultan su estudio por la compleja dinámica de cada subcuenca. Otro de los problemas está en relación con las variaciones paleohidrológicas que han podido experimentar las cuencas fluviales que alimentaban al paleolago. Cualquier variación substancial que modifique el aporte hídrico, puede interpretarse erróneamente como un cambio climático.

El estudio del registro estratigráfico, existente en el interior de la depresión lacustre, proporciona datos fundamentales de cara al conocimiento de su historia (Fig. 21.22). Las investigaciones geomorfológicas, sedimentológicas, mineralógicas, geoquímicas, paleontológicas y palinológicas permiten obtener una adecuada información paleoambiental de los distintos eventos a los que ha estado sometido el sistema lacustre (Fig. 21.23).

Las expansiones lacustres se producen por un aumento de la precipitación o por una disminución de la temperatura, que trae consigo un descenso en la evapotranspiración. Estas circunstancias corresponden al antiguo concepto de periodo pluvial o fase lacustre (Rognon, 1980). No obstante, las deducciones obtenidas no tienen el mismo grado de verosimilitud que las conclusiones derivadas de los sistemas de dunas, ya que la relación entre precipitación y niveles lacustres se complica por la temperatura y por otros factores no climáticos (Goudie, 1992). Algunos lagos, como los relacionados con el *rift valley* de África oriental (Fig. 21.24), presentan una marcada tectónica cuaternaria, que puede modificar la geometría y capacidad de la cubeta lacustre. Igualmente, la actividad volcánica, predominantemente efusiva, produce modificaciones muy acusadas. A pesar de estas circunstancias, las investigaciones llevadas a cabo por numerosos autores en los lagos de África oriental y del Sahara meridional indican que son excelentes indicadores paleoclimáticos (Fig. 21.25).

En los desiertos de escudos y plataformas (Mabbut, 1977) se forman grandes lagos en depresiones estructurales poco profundas, durante periodos relativamente más húmedos. La cuenca endorreica más grande conocida es la correspondiente al Lago Chad (Fig. 21.26), cuyos límites se encuentran en la Dorsal de Guinea, divisoria del Congo y en los macizos del Sahara Central. Ha sido ob-





**FIGURA 21.22** Pequeña cata realizada en los bordes de la Sebkha el Melah. La base corresponde a sedimentos rítmicos grises y el techo lo constituye un nivel de arena de grano fino. Zarzis (sur de Túnez).

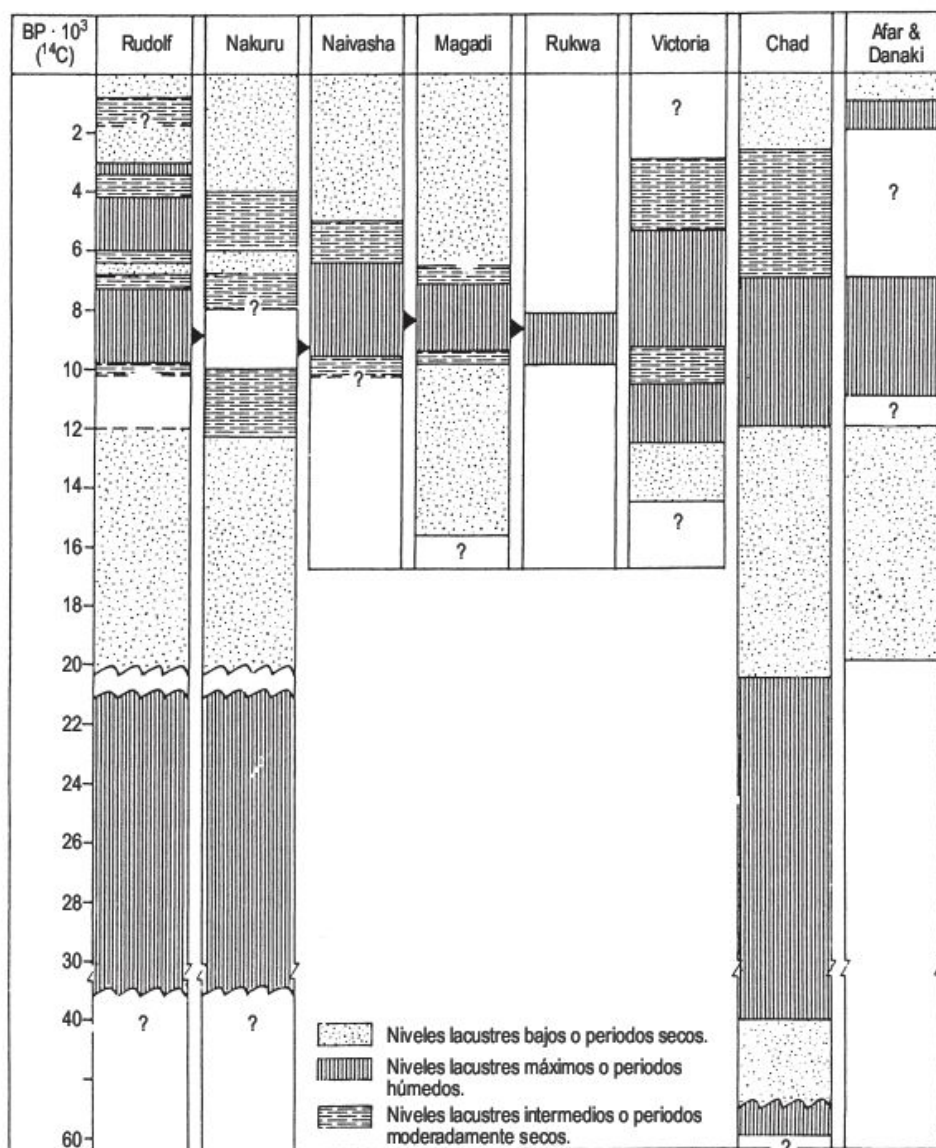


**FIGURA 21.23** Extensa llanura salina correspondiente a la Sebkha el Melah y, en primer plano, polígonos salinos. Zarzis (Túnez).



**FIGURA 21.24** Lago Nakuru, ubicado en el *rift-valley* Gregory, y por lo tanto de origen tectónico e incluso con actividad actual. Este lago de aguas alcalinas es famoso por la existencia del mayor número de flamencos rosas en el mundo. Nakuru (Kenya).



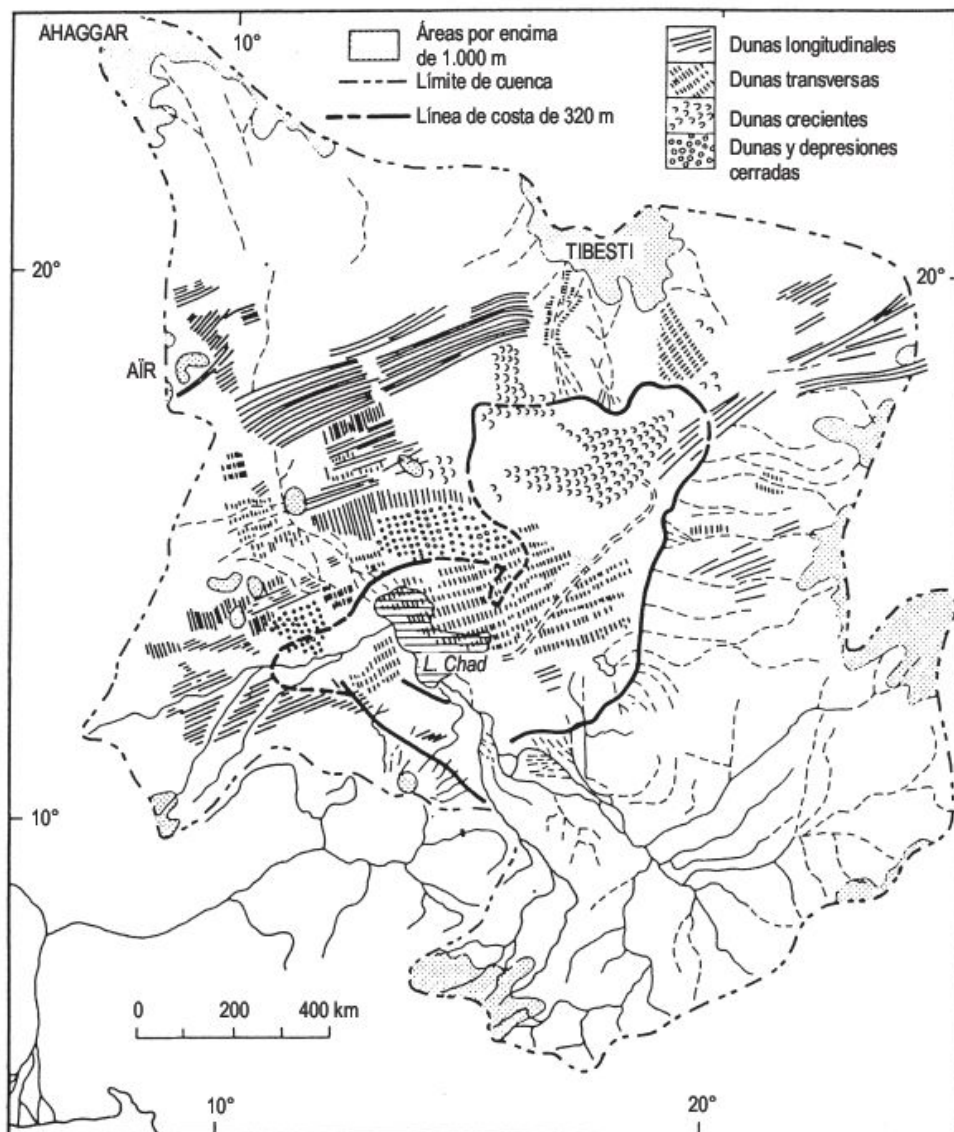


**FIGURA 21.25** Fluctuaciones en los niveles lacustres de África oriental y del centro meridional del Sahara. Según diferentes autores (recopilado por Selby, 1985).

jeto de estudio por numerosos investigadores (Barbeau, 1961; Grove y Warren, 1968; Pias, 1970; Servant y Servant-Vildary 1980; Nicholson, 1981) que se han preocupado de analizar tanto espacial como temporalmente las diferentes fases húmedas y secas que se reconocen en esta cuenca. Durante varios periodos húmedos alcanzó extensiones muy superiores a la actual. La planitud de la cubeta lacustre queda reflejada por su profundidad de 3-7 m, para un área actual de 20.000 km<sup>2</sup>. En una de las etapas expansivas (7.000-5.400 años BP) (Pias, 1970) el lago, cuyo nivel era de 320 m, ocupó un área de 350.000 km<sup>2</sup> («Megachad») y sus aguas llegaron a desbordar hacia el océano Atlántico y el río Nilo. En periodos secos fue cubierto parcialmente por dunas de dirección ENE (dunas de alisios). Este tipo de lagos se caracterizan por un solapamiento de formas lacustres y eólicas, tal como señala la Fig. 21.26.

En los desiertos de montañas y depresiones se encuentran numerosos lagos, con frecuencia profundos, originados por etapas de fracturación. En ellos, se reconocen niveles lacustres a distintas alturas, cordones de playas, flechas, pequeños deltas, llanuras de fangos salinos, etc. (Gracia, 1995). En el Great Basin, localizado en la parte septentrional de la provincia del Basin and Range de los Estados Unidos, se encuentra el mayor número de lagos «pluviales» (Morrison, 1965), alrededor de 110-120, formados por una tectónica de bloques extensional durante el Plioceno superior y Pleistoceno inferior (Fig. 21.27). En la máxima etapa de expansividad se generó el Lago Bonneville, que fue estudiado minuciosamente por Gilbert (1890), uno de los grandes precursores de la Geología. Este lago alcanzó una superficie de 51.640 km<sup>2</sup> y una profundidad de 304 m. En la actualidad, el Gran Lago Salado de Utah, que es el mayor lago resultante de su posterior





**FIGURA 21.26** La cuenca del Chad con sus sistemas de dunas y la línea de costa del «Megachad» a unos 320 m de altura (Grove y Warren, 1968).

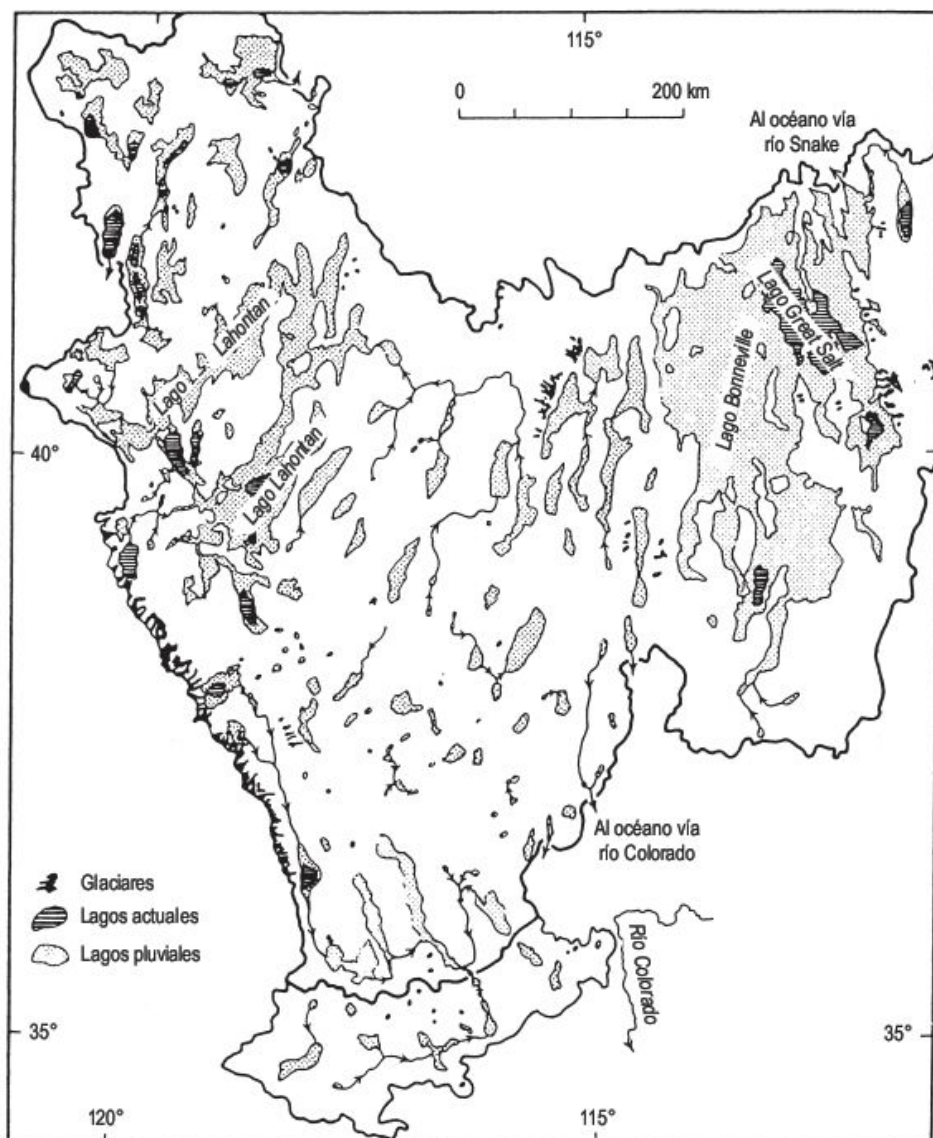
dsecación, tiene una superficie que oscila entre 2.600 y 6.500 km<sup>2</sup>. Más al oeste se desarrolló el Lago Lahontan de 22.900 km<sup>2</sup>. Algunas de las cuencas se unieron por canales de desbordamiento y otras vertieron sus aguas al océano a través de los ríos Snake y Colorado.

Estos desiertos norteamericanos deben su aridez sobre todo a un efecto orográfico. Las elevadas cordilleras (Cadena Costera, Sierra Nevada y Cordillera de las Cascadas) orlan el Océano Pacífico y entorpecen la circulación ciclónica procedente del Oeste. Como consecuencia, se originan desiertos de sombra de lluvias. En esta zona las temperaturas son muy bajas, fundamentalmente durante los periodos glaciares, ya que el Casquete Lauréntido se encontraba próximo y además en las zonas elevadas de las cordilleras, que bordean la costa, se desarrollaron numerosos glaciares. Con el descenso de temperatura disminuye la evaporación y las áreas deprimidas del Great Basin

reciben enormes cantidades de agua de fusión de los glaciares. De este modo, en las zonas endorreicas, se originaron lagos de gran tamaño, que en la actualidad lo atestiguan terrazas lacustres espectaculares. Este área es una región ideal para el reconocimiento de la relación entre glaciación de montaña y fases lacustres. El trabajo de Smith y Street-Perrott (1983) analiza muchas de estas cuencas y discuten sobre las cronologías de las fases lacustres. Establecen un periodo de expansividad entre 24.000 y 14.000 años BP; otro entre 14.000 y 10.000 años BP con amplias fluctuaciones que pueden ser o no sincrónicas y, finalmente, entre 10.000 y 5.000 años BP se reconoce una fase árida o seca de descenso de nivel de los lagos. Oviatt (1997) señala que las diferentes etapas de descenso del lago tienen una edad de 21, 18.5-19, 17.5, 16-15.5, 14-13 y 10 Ka, todas ellas obtenidas mediante dataciones de <sup>14</sup>C. Son sincrónicas con las terminaciones de los



**FIGURA 21.27** Máxima extensión de los lagos de Great Basin durante la época post-Sangamon. Las flechas señalan desbordamientos y conexiones. La línea gruesa indica la cuenca de drenaje actual del Great Basin (Morrison, 1965).



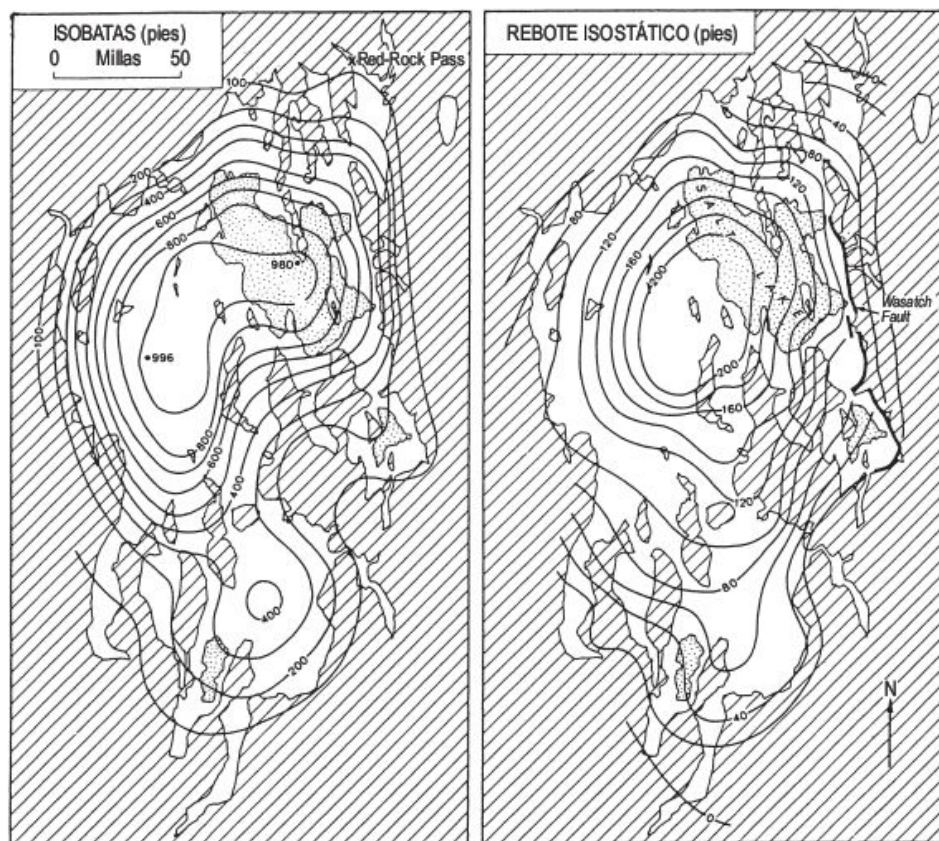
sucesos Heinrich H1 y H2 y otras más pequeñas etapas de deriva de icebergs (a,b,c y Younger Dryas) en el Norte del Atlántico. Todo ello sugiere un cambio de carácter global.

El estudio de las líneas de costa y su interpretación se complica en los lagos profundos debido a que se encuentran deformadas por haber experimentado la cuenca lacustre una descarga hidrostática. No obstante, el estudio de los niveles lacustres es básico para determinar la magnitud de la subsidencia en determinadas áreas de la superficie terrestre, como consecuencia de la carga que ejerce el volumen de agua y la subsecuente elevación que experimenta al liberarse. La Fig. 21.28 de la izquierda representa las isobatas del Lago de Bonneville durante el periodo 25.00-11.000 años BP y la figura de la derecha señala el rebote isostático producido por la desecación del lago, que es un 20% de la columna de agua (Crittenden, 1963).

Uno de los casos más espectaculares de expansividad de lagos durante el Pleistoceno lo constituye el sistema Aral-Caspio, que está formado por amplios abombamientos poco profundos. Este sistema recibe grandes cantidades de agua de fusión glaciar procedentes de los ríos Sirdaria y Amudaria, para el Mar de Aral, y de los ríos Volga y Ural para el Mar Caspio. Cuando el nivel lacustre alcanzó 76 m por encima del Mar Caspio, se unió al Mar de Aral y constituyó el lago «pluvial» más grande del mundo, inundando 1.100.000 km<sup>2</sup> y penetró unos 1.300 km en el interior del río Volga (Goudie, 1992). También el Mar Caspio se unió con el Mar Negro a través de la Depresión de Mantsch.

A pesar de la problemática que presenta la interpretación climática deducida a partir de los estudios geomorfológicos de los paleolagos, estas investigaciones son fundamentales en las interpretaciones paleoclimáticas, es-





**FIGURA 21.28** Lago pleistoceno de Bonneville, Utah. Izquierda: profundidad del agua en pies, en la que el área en blanco indica la extensión del Lago de Bonneville y la zona punteada representa los lagos actuales. El lago desbordó durante la fase lacustre por Red Rock Pass. Derecha: rebote isostático en pies como resultado de la disminución del volumen de agua, medido por la deformación de la línea de costa del Lago Bonneville. Se indican desplazamientos recientes a lo largo de Wasatch Fault (Crittenden, 1963).

pecialmente si se apoyan en estudios paleoambientales multidisciplinares.

### 21.1.3 Sistemas de dunas

#### 21.1.3.1 Introducción

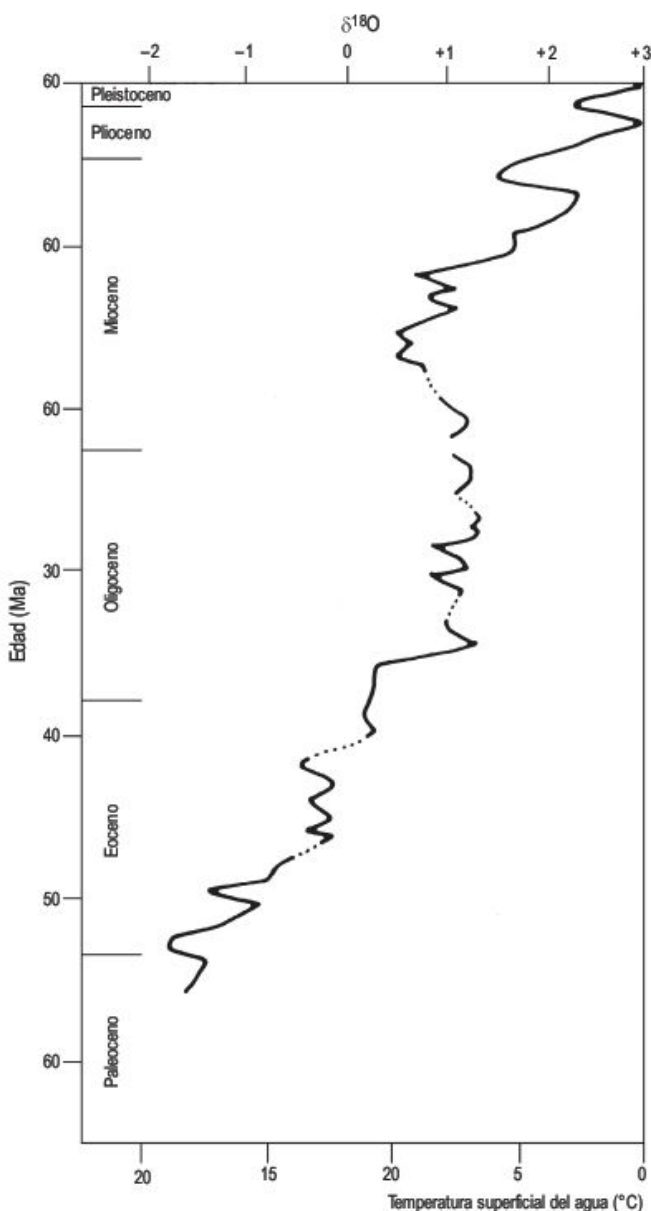
Las grandes acumulaciones eólicas o *ergs*, junto con las formas erosivas existentes en los desiertos intertropicales, ocupan el 20-25% de la superficie terrestre (Livingstone y Warren, 1996). La extensión de los campos de dunas es bien conocida en la mayoría de los desiertos del mundo (Fig. 10.19) (Thomas, 1997b), gracias a las imágenes de fotografías aéreas y de satélite. Las dunas se han desarrollado en periodos de 1.000 a 100.000 años (Lancaster, 1995) y durante su formación se han producido expansiones y contracciones de los grandes casquetes de hielo, que afectaron sensiblemente a las latitudes más bajas, bajo la forma de cambios climáticos y de nivel del mar. Las alteraciones más significativas se manifiestan en la variación de los límites de los grandes desiertos de arena, en las modificaciones en el suministro de partículas arenosas y en la movilidad de las dunas. Estos desiertos de arena no son exclusivos del Pleistoceno, sino que muchos de ellos aumentaron de tamaño con el enfriamiento del clima global (Fig. 21.29) (Shackleton y Kennet, 1975; Goudie, 1992);

es lo que Williams (1994) denomina «desección del Cenozoico superior».

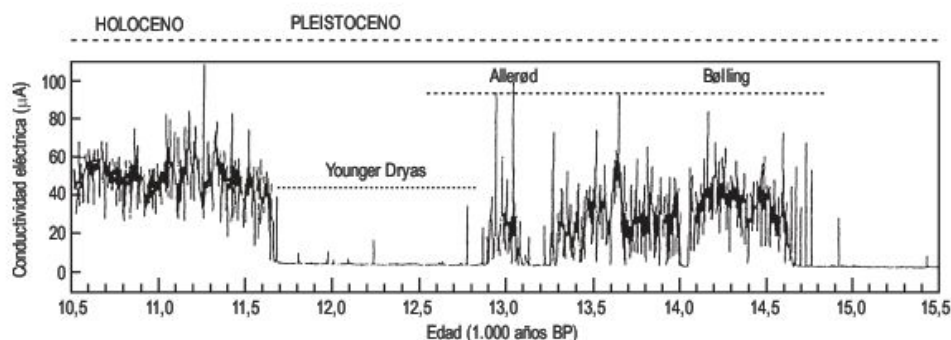
A lo largo del Cuaternario se detectan numerosos periodos de sequedad. El estudio de los testigos de hielo datados de la parte superior del casquete de Groenlandia, (GISP 2 - Greenland Ice Sheet Project 2), pone de manifiesto fluctuaciones en la conductividad del hielo, a escala de < 5-20 años, que reflejan rápidas oscilaciones en el contenido de polvo atmosférico (Fig. 21.30), con periodos en los que la atmósfera es muy pulverulenta, separados por otros prácticamente sin polvo. Estas circunstancias ponen de manifiesto importantes variaciones en la intensidad de la actividad eólica (Taylor *et al.*, 1993), así como rápidas reorganizaciones de la circulación atmosférica. También el análisis de los sedimentos terrestres existentes en los testigos de los sondeos oceánicos ayudan a interpretar la extensión, intensidad y duración de las zonas áridas durante el Cuaternario. Los continentes suministran en las áreas intertropicales sedimentos fluviales y eólicos a los fondos marinos. A su vez, existe un suministro relativamente constante de carbonatos orgánicos y aquellos testigos ricos en carbonatos indican aportes terrestres escasos. Los aportes eólicos vienen reflejados por elevados porcentajes de cuarzo, tamaño limo, que se diferencian de los limos fluviales por estar teñidos de rojo (Diester-Haas, 1976). Los incrementos de polvo eólico tuvieron lugar durante los periodos fríos cuaternarios, en los que el conte-



**FIGURA 21.29** Temperaturas de la superficie del mar durante el Cenozoico en el océano meridional, obtenidas a partir de los cambios en la composición isotópica del oxígeno de los foraminíferos planctónicos en los lugares 277, 279 y 281 del DSDP (Shackleton y Kennett, 1975).



**FIGURA 21.30** Variaciones en la conductividad eléctrica (relacionada con el contenido en polvo) de la parte superior del testigo GISP2 en el Casquete de Groenlandia (Taylor *et al.*, 1993).

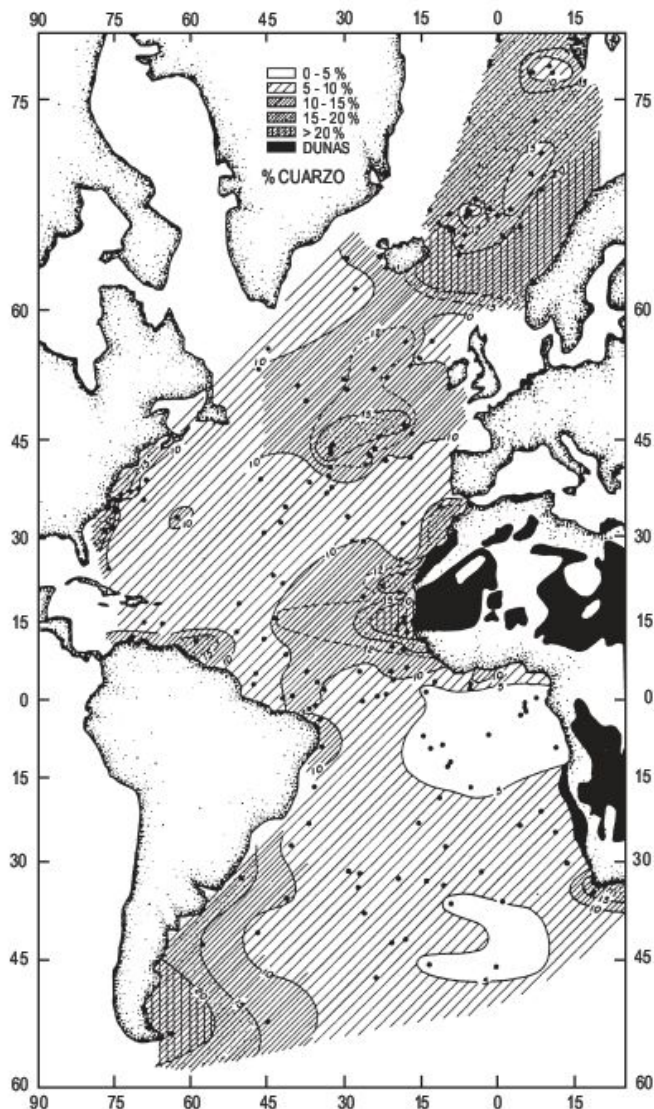


nido de cuarzo del fondo del Océano Atlántico se desplaza hacia el sur, a unos 8° de latitud norte, lo que indica una expansión de la aridez y de los desiertos de arena saharianos (Fig. 21.31) (Kolla *et al.*, 1979). La presencia de diatomeas de agua dulce en el polvo existente en los testigos, correspondientes al máximo de la última glaciación, se interpreta como partículas deflactadas al océano procedentes de lagos desérticos desecados, lo que también apoya esta expansión (Parmenter y Folger, 1974; Pokras y Mix, 1985). Finalmente, también se pueden obtener importantes datos en la investigación de los testigos del fondo oceánico, a partir del estudio del grado de la alteración de los feldespatos, polen y fitolitos, salinidad de las aguas marinas y temperatura de las mismas, a partir de las relaciones de los isótopos de oxígeno en foraminíferos.

Estas investigaciones proporcionan datos indirectos sobre los grandes periodos secos que se diferencian en el registro geológico reciente. Sin embargo, el estudio pormenorizado de los distintos campos de dunas, activos e inactivos, existentes en los diferentes desiertos del mundo proporcionan una valiosa información sobre su extensión, duración y distribución de los periodos de marcada aridez, así como de los cambios en las direcciones del viento y sistemas de circulación a lo largo del tiempo (Lancaster, 1995).

Uno de los problemas más importantes ha estado ligado a la datación de las acumulaciones arenosas. Hasta no hace muchos años, existía una manifiesta dificultad y las dataciones eran relativas. Así, por ejemplo, la datación por  $^{14}\text{C}$  de materia orgánica, existente en paleosuelos desarrollados sobre dunas indica una edad pre- o post-. Otra de las dificultades es la de disponer de dataciones fiables, ya que muchos campos de dunas se forman en numerosos episodios. A comienzos de la década de 1980 se produce un extraordinario avance con la realización de dataciones por numerosas técnicas: la termoluminiscencia (TL) y la luminiscencia ópticamente simulada (OSL), que permiten datar arenas de duna y loess (Wintle, 1993). Se han obtenido edades de hasta unos 500.000 años. Estas dataciones permiten efectuar correlaciones con datos paleoclimáticos obtenidos con otras técnicas. Con todos estos datos se pueden llevar a cabo correlaciones e interpretaciones paleoclimáticas. Como resultado de estos avances, ha sido

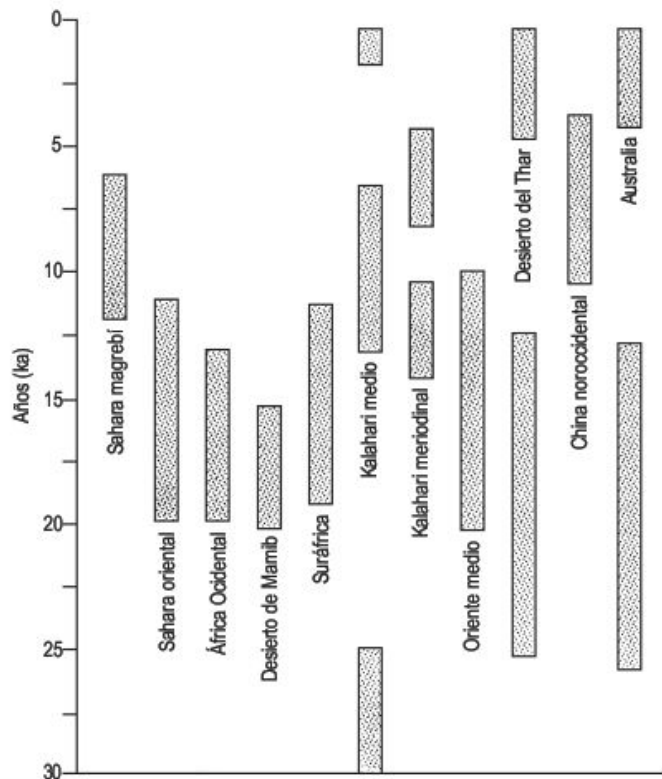




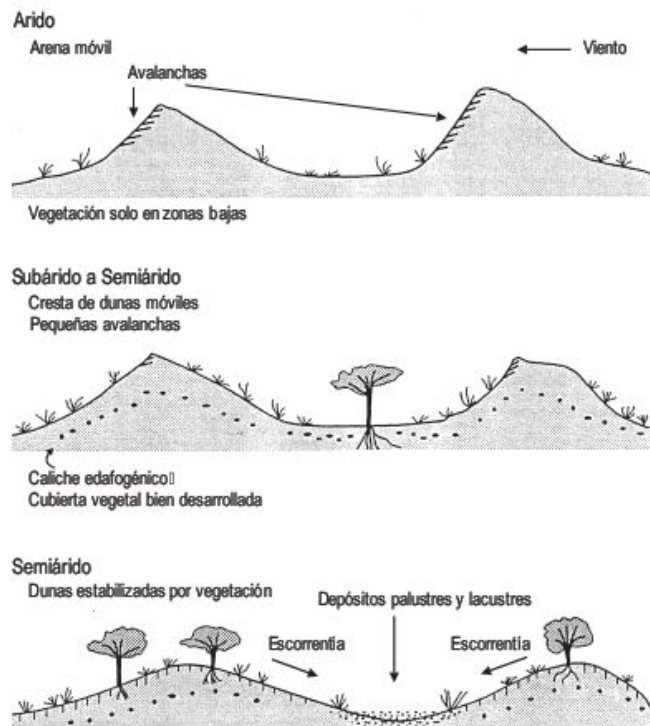
**FIGURA 21.31** Distribución del porcentaje en peso de cuarzo (libre de carbonatos) en los sedimentos correspondientes a la última glaciación (18.000 años BP). Los desiertos de arena de África continental se representan en negro (Kolla *et al.*, 1979).

posible conocer los distintos periodos secos de los diferentes desiertos del mundo (Fig. 21.32), en los que se observan historias cronológicas bastante variables.

Las dunas son sensibles a modificaciones en los parámetros atmosféricos, tales como dirección e intensidad del viento y cambios en la precipitación, que afectan a la evapotranspiración, humedad del suelo, porcentaje de vegetación y a la movilidad de las partículas. Las áreas de dunas tienden a acentuar los efectos de las fases secas y húmedas (Rognon, 1980) y responden rápidamente a los cambios climáticos. Si aumenta débilmente la precipitación, la vegetación crece básicamente en las partes bajas de las dunas y en las superiores se moviliza la arena con avalanchas a sotavento (Fig. 21.33). Al incrementarse la



**FIGURA 21.32** Periodos secos de formación de dunas durante los últimos 30.000 años, para desiertos continentales tropicales y subtropicales de África, Asia y Australia (recopilada de varios autores por Tchakerian, 1994).



**FIGURA 21.33** Posibles respuestas de las dunas a los cambios climáticos (Rognon, 1980).



precipitación la vegetación coloniza toda la duna excepto en las crestas (Fig. 21.35) y puede comenzar a producirse calcificación en las acumulaciones arenosas. Finalmente, cuando los periodos de precipitación son importantes y duraderos, el nivel freático aflora en las partes bajas generándose depósitos palustres en las áreas interdunares; además se instala una vegetación de mayor porte que estabiliza las dunas y, a su vez, se forman suelos. En los casos en los que las precipitaciones sean muy intensas puede producirse la erosión de las dunas (Talbot y Williams, 1978). Por el contrario, en periodos secos los niveles freáticos son bajos y, por consiguiente, la disponibilidad hídrica es prácticamente nula e impide el crecimiento de la vegetación, favoreciendo la actividad eólica durante estos periodos.

### 21.1.3.2 Dunas activas e inactivas

El conocimiento del grado de actividad de las dunas es problemático e impreciso. A partir de numerosos datos, se estima que cuando la precipitación media supera 100-300 mm (Goudie, 1992) la vegetación es lo suficientemente efectiva como para restringir el movimiento de las dunas. El grado de actividad se puede obtener a partir de índices climáticos, recogidos en Cooke *et al.*, (1993), y elaborados por Chepil *et al.*, (1962), Wasson (1984) y Lancaster (1988). Los índices climáticos son imprecisos debido a las escasas estaciones meteorológicas y a la gran variabilidad interanual de los climas semiáridos (Livingstone y Warren, 1996), de tal forma que algunos años las dunas son activas y otros, de mayor precipitación, pierden una gran parte de su movilidad o incluso llegan a estabilizarse.

El transporte y la sedimentación de las **dunas activas** (Fig. 21.34) se manifiestan por superficies con *ripples* y avalanchas a sotavento. En la actualidad el sobrepastoreo

y otras actividades humanas en los márgenes de los desiertos puede desencadenar la reactivación de las dunas, tal como sucede en el área muy poblada del Rajasthan (India) en el Desierto del Thar (Goudie, 1992). Las **dunas durmientes** (Lancaster, 1995) o **episódicamente activas** (Livingstone y Warren, 1996) son aquellas en las que el movimiento de arena es bajo o ausente durante largos periodos de tiempo (Fig. 21.35). Por lo general, se encuentran entre 100-300 mm de precipitación, con una variabilidad grande en la precipitación interanual, de tal forma que en periodos secos disminuye la cubierta vegetal y la arena se moviliza. El efecto es contrario en años húmedos. En estas dunas las estructuras sedimentarias primarias se encuentran afectadas por la bioturbación. La vegetación presenta un buen grado de desarrollo con porcentajes elevados de plantas perennes. Las **dunas inactivas, fijas o relictas** son vestigios de climas pasados más secos y, por lo tanto, son indicadores de paleodesiertos (Fig. 21.36). Estos sistemas de dunas se encuentran en áreas que hoy tienen precipitaciones de 250 mm hasta otras con 2.000 mm como en el Zaire (De Ploey, 1965; Thomas y Goudie, 1984), Cuenca del Orinoco (Tricart, 1985), Pantanal de Brasil (Klammer, 1982), etc. Comprenden dunas y mantos de arena que están estabilizados por suelos estructurados en los que con el aumento de la precipitación se desarrollan horizontes petrocálcicos y suelos ferralíticos (Tricart, 1977; Völkel y Grunert, 1990). Otras veces las dunas se cementan, por lo general desigualmente, dando origen a las eolianitas y en ellas son frecuentes los alveolos de alteración y micromorfologías kársticas (Fig. 21.37). Por otra parte, las dunas se van modificando por procesos no eólicos y se va produciendo una eluviación de las mismas. Las crestas se redondean y bajan, sus flancos se ven afectados por erosión hídrica y



**FIGURA 21.34** Grandes barjanoides en los que se observa, en primer plano, las arenas en movimiento. Al Liwa, Desierto de Rub al Khali. Unión de Emiratos Árabes.





**FIGURA 21.35** Dunas longitudinales durmientes con un buen desarrollo de vegetación arbustiva. La movilidad de la arena se limita a las crestas de las dunas, mientras que los flancos de las mismas aparecen estabilizados por biocostras y vegetación arbustiva. Estación experimental de Nizzana, Desierto del Negev occidental. Israel.



**FIGURA 21.36** Dunas inactivas recubiertas de vegetación arbustiva y arbórea. Región de Beer Sheva, Desierto del Negev. Israel.



**FIGURA 21.37** Eolianita con estratificación cruzada afectada por alveolización a favor de las laminaciones. Sila. Unión de Emiratos Árabes.



los productos resultantes rellenan las depresiones interdunares (Mabbutt, 1977). Actualmente los flancos de las dunas longitudinales del sur del Sahara no superan los 5°. En las etapas iniciales de la degradación de una duna pueden desencadenarse procesos de reguercización, abarrancamiento y *piping* en estaciones húmedas, que pueden destruir la primitiva estructura eólica. Otra causa de inactividad es la inundación de las dunas en etapas más húmedas, tal y como ha tenido lugar en el Desierto del Thar (Singh, 1971) y en la Cuenca del Chad (Grove, 1958), donde las dunas se encuentran bajo depósitos lacustres. En todas estas dunas relictas el retorno a un estado activo solo es posible mediante grandes cambios ambientales.

Un tema objeto de controversia y, por otra parte, frecuente en otras ramas de la Geomorfología, es el conocimiento del tiempo necesario para construir una duna. Algunos investigadores han indicado que las grandes dunas actuales deben ser relictas (Glennie, 1970; Besler, 1982), ya que solo vientos de gran intensidad, como los del Pleistoceno superior, tienen la capacidad de generar estas formas. También se aduce, como otra alternativa, largos periodos de tiempo para su formación. Así, basándose en observaciones experimentales, Wilson (1972) estima que las dunas de 100 m de altura del Gran Erg Oriental tienen una edad de 10.000 años y Lancaster (1989a) estima en 42.000 años la edad de las grandes dunas del Desierto de Namib. Dunas de 70 m de altura se desarrollan en la costa de la provincia de Huelva en el Asperillo y su edad, a partir de datos arqueológicos e históricos, es desde el siglo XVII a la actualidad. (Zazo *et al.*, 1999a; Borja *et al.*, 1999).

Hoy se sabe que existen extensas áreas de dunas estabilizadas en todos los continentes, tanto en zonas tropicales como en áreas de altas latitudes, en relación con climas periglaciares (Sarnthein, 1978) (Fig. 21.38). El conjunto de dunas en el máximo del último periodo glacial ocupaba en África 2,5 millones de km<sup>2</sup> y constituía el desierto de arena más grande del mundo (Thomas y Shaw, 1991). Cuando se compara la extensión de estos campos de dunas con la superficie ocupada por las dunas activas actuales, se deduce que se han producido grandes cambios en las precipitaciones y en el porcentaje de la cubierta vegetal. En la actualidad los desiertos de dunas activos, situados entre 30 °N y 30 °S, ocupan un 10%, mientras que hace 18.000 años su extensión era del 50% (Goudie, 1992).

En los márgenes de la mayoría de los desiertos zonales se encuentran dunas longitudinales estabilizadas. Las más extensas se sitúan en el Sahara por encima de los 5 °N (Fig. 21.39) y se extienden desde la costa atlántica del Senegal hasta el Sudán. Se prolongan hacia el sur 500 kms, en áreas que en la actualidad tienen 500 mm de precipitación. Se reconocen tres generaciones principales de dunas (Grove y Warren, 1968; Talbot, 1980). La más antigua anterior a los 20.000 años, la segunda entre 20.000 y 13.000 años y la más reciente con una edad de 5.000 años.

La estabilización de la mayoría de ellas se produjo entre 11.000 y 7.000 años. Las últimas sequías y la deforestación han reactivado algunas dunas y creado otras nuevas (Nickling y Gillies, 1993). Otros ejemplos se encuentran en el Kalahari, norte de Arabia, Desierto del Thar, grandes áreas de Australia, Brasil, Venezuela, etc. Todas estas dunas están colonizadas totalmente por vegetación y presentan desarrollo de suelos.

### 21.1.3.3 Información paleoclimática que suministran los sistemas de dunas

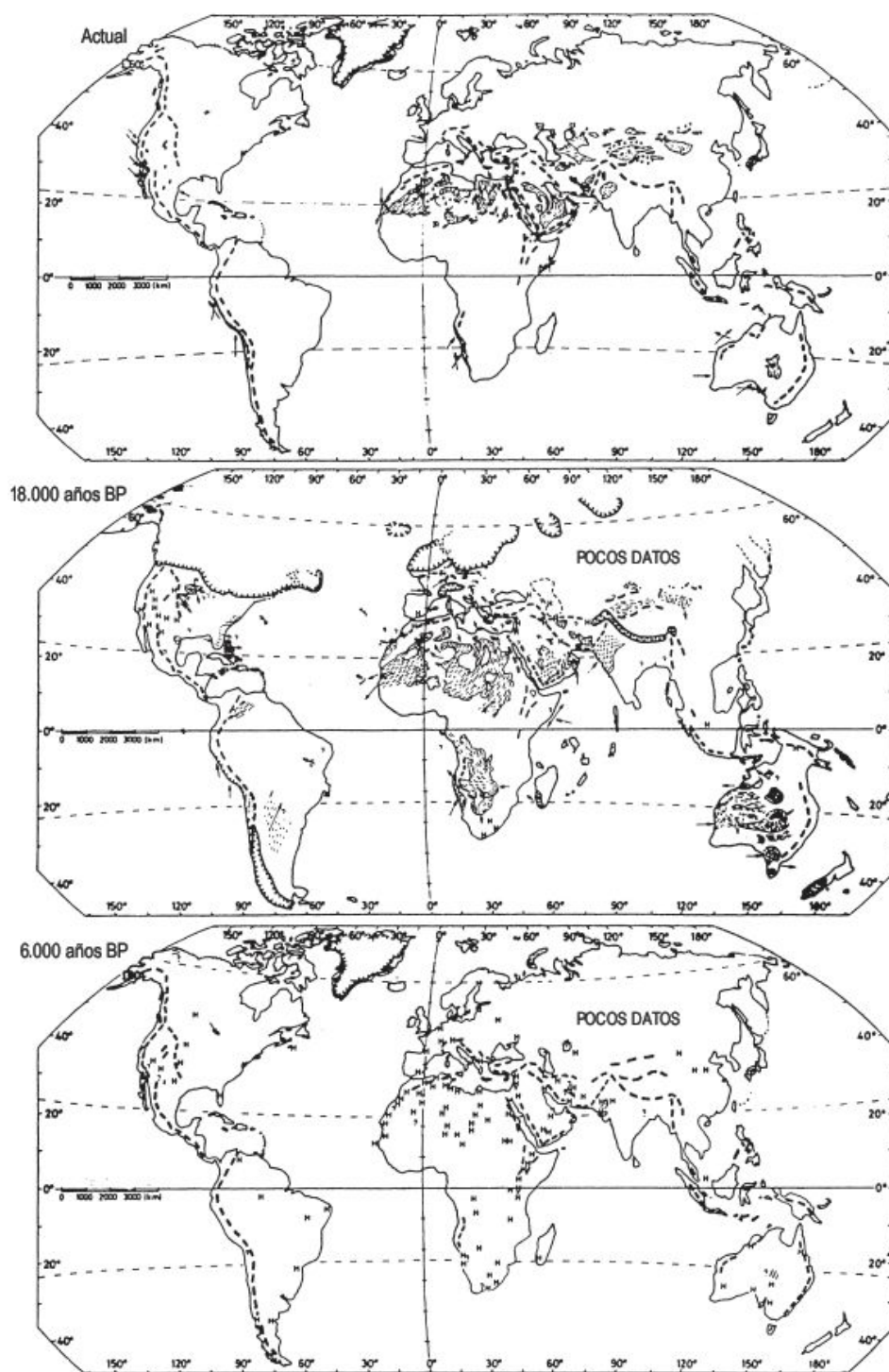
Las dunas activas desarrolladas sobre los continentes se encuentran en torno y por debajo de la isoyeta de 150 mm (Mainguet *et al.*, 1980), constituyendo el Sur del Sahara un excelente ejemplo de esta disposición (Fig. 21.39). La presencia de estas dunas relictas constituyen pruebas irrefutables de etapas anteriores más áridas. La situación de estas dunas en áreas de precipitaciones elevadas, como por ejemplo en la selva del Congo, nos habla del cambio tan dramático que han sufrido. Asimismo, hay que tener en cuenta que la reactivación o formación de dunas puede también ser el resultado de variaciones en la velocidad del viento y sus interacciones con el contenido en humedad (Thomas, 1992).

Cuando se comparan las direcciones de los vientos que movilizan arena y las alineaciones de las dunas se puede obtener una valiosa información paleoclimática. Hay sistemas de viento que soplan hoy en la misma dirección que en el Pleistoceno superior, como en el sur del Sahara (alisios). Por el contrario, hay regiones en las que existe un claro contraste entre los rumbos actuales y pasados. En el Desierto del Kalahari las dunas son fundamentalmente inactivas y están cubiertas en su mayoría por un bosque de acacias, arbustos y hierbas. En él se reconocen tres sistemas de dunas, generadas por vientos con diferentes paleodirecciones (Fig. 21.40) (Lancaster, 1981, 1989b).

La mayoría de los desiertos de arena actuales se han ido formando lentamente durante los cambios climáticos cuaternarios y las subsecuentes variaciones de nivel del mar. Como consecuencia, se diferencian distintas superficies de extensión regional (Kocurek, 1988), que separan distintas etapas de acumulación. Estas superficies biselan los depósitos eólicos y representan periodos de cese de la acumulación. Sobre ellas pueden reconocerse procesos edafogénicos, erosión hídrica, sedimentación palustre y lacustre, etc.

Una gran parte de los desiertos de arena se alimentan de la deflacción de arenas marinas, lacustres (Fig. 21.41) y fluviales. Cuanto más importante y constante a lo largo del tiempo es el área de suministro, mayor es el transporte, acumulación y migración de las dunas. Debido al descenso del nivel del mar en épocas glaciares, el Golfo Pérsico quedó en gran parte emergido (Kassler, 1973) y





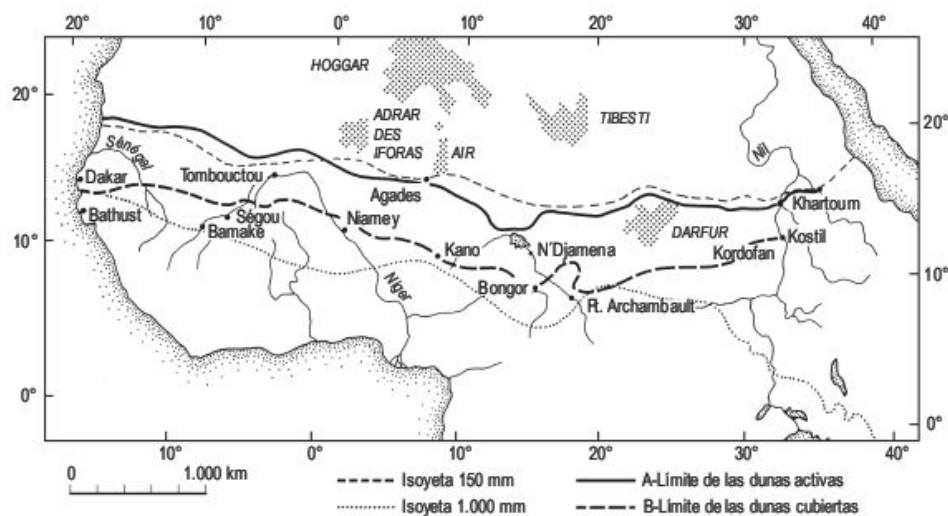
**FIGURA 21.38** Extensión de los campos de dunas en la actualidad, hace 18.000 años (máximo glacial) y 6.000 años (Óptimo Climático). H indica condiciones húmedas (Sarnthein, 1978).

actuó como un área de alimentación para la construcción del Desierto de Rub al Khali, tal y como indican las direcciones de los sistemas de dunas (Glennie *et al.*, 1994). La formación de estas dunas se produjo entre 20.000 y 9.000 años (McClure, 1978). En el Desierto del Mojave (California), las fuentes de arena de las dunas procedían del fondo de las cubetas lacustres desecadas y de los sis-

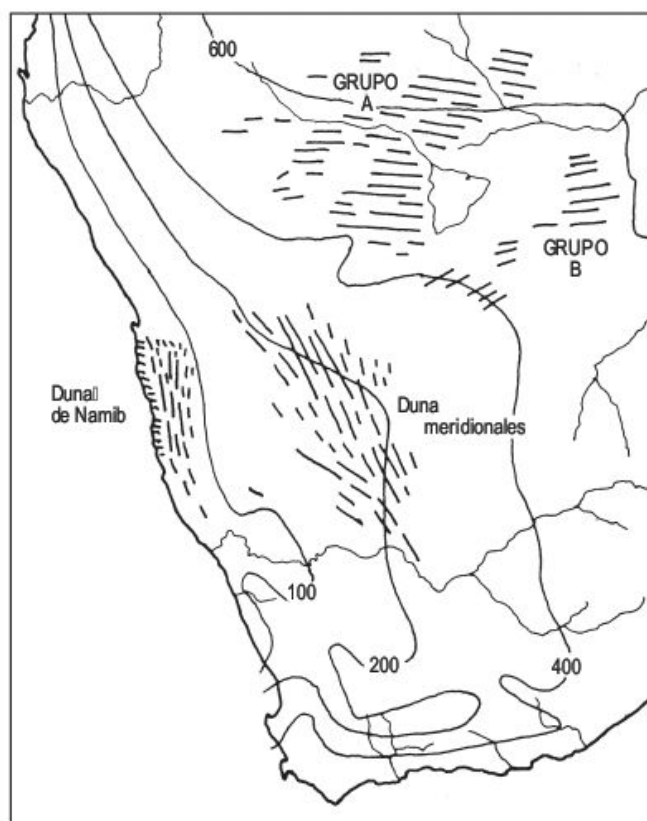
temas fluviales. En el límite Pleistoceno-Holoceno se produjo un incremento importante de la aridez y el suministro de arena disminuyó bruscamente. La acción eólica se limitó a la removilización de las dunas (Lancaster, 1995).

En muchos desiertos de arena son frecuentes los depósitos interdunares, como en la región de Al Liwa en el Desierto de Rub al Khali (Fig. 21.42). Se forman en lagos





**FIGURA 21.39** Límite de las dunas activas y relictas en las regiones meridionales del Sahara (Mainguet *et al.*, 1980).



**FIGURA 21.40** Isoyetas y sistemas de dunas relictas y durmientes en la región del Kalahari. El grupo A tiene una edad anterior a los 21.000-30.000 años, el grupo B (18.000) y las dunas meridionales son de tipo durmiente y su actividad esporádica comienza en el Holoceno inferior (Lancaster, 1981).

someros alimentados por manantiales, elevación del nivel freático o aporte de la escorrentía. La característica fundamental es su carácter efímero, a veces estacional, en los que alternan momentos de expansividad con otros de desecación. Su importancia radica en que pueden contener

fósiles, que permiten efectuar dataciones e interpretaciones paleoambientales. Así, los depósitos lacustres de interduna del Desierto de Rub al Khali señalan condiciones húmedas entre 2.400 y 3.200 años BP y también entre 5.000 y 8.500 años BP (Lancaster, 1995).

Las áreas en las que se reconocen sucesiones de etapas de acumulación eólica, que indican una aridez manifiesta, con otras en las que dominan la sedimentación palustre y lacustre, debido a un incremento substancial de la humedad, son lugares privilegiados para el estudio de los cambios climáticos. Uno de estos enclaves se sitúa en el Erg de Akchar (Mauritania occidental), que constituye un excelente ejemplo de la periodicidad producida por los cambios climáticos. La estratigrafía y su datación por  $^{14}\text{C}$  y artefactos prehistóricos fue efectuada por Kocurek *et al.* (1991) (Fig. 21.43). El substrato está formado por dunas longitudinales cuya edad oscila entre 13.000 y 20.000 años BP. También se reconocen otras dos etapas de reactivación eólica, separadas por sendas superficies que se reconocen estratigráficamente por sus características específicas. Finalmente, los otros dos periodos corresponden a fases de paralización de la actividad eólica por la implantación de una cubierta vegetal. En ellos también se desarrollan sistemas palustres y lacustres entre las dunas, con sedimentación arenosa, calcárea y yesífera. En las zonas de interdunas próximas al océano, las transgresiones marinas convierten a estas depresiones en *sebkhas* litorales.

El río Níger, en su curso suroriental, estaba alimentado durante el Pleistoceno superior por afluentes procedentes del Macizo del Hoggar (Fig. 21.21), hoy prácticamente inactivos. Aguas abajo incrementa su caudal por otros afluentes hasta desembocar en su delta. En el alto Níger que discurre con rumbo noreste, alimentado por las montañas de Guinea, durante el Plioceno superior y Pleistoceno inferior desembocaba en el Golfo del Senegal (Goudie, 1992). Con posterioridad, durante una fase seca se instalaron extensos campos de dunas, que actuaron como barrera bloqueando el curso primitivo (Tricart, 1977). Como





**FIGURA 21.41** Duna en estrella, cuya base está apoyada en depósitos palustres laminados. Maharaga. Desierto de Rub al Khali. Unión de Emiratos Árabes.



**FIGURA 21.42** Playa interdunas con el fondo cubierto en gran parte por vegetación arbustiva. Estas playas pueden encharcarse por precipitación o por manantiales artesianos. Al Liwa. Desierto de Rub al Khali. Unión de Emiratos Árabes.

I OGOLIAN (13.000 - 20.000 años BP)



II TCHADIAN - NOUAKCHOTTIAN (4.000 - 11.000 años BP)



III TAPOLIAN - MODERNO? (? - 4.000 años BP)



IV MODERNO (?)



V RECIENTE (1990)



**FIGURA 21.43** Secuencia evolutiva de etapas de actividad eólica y períodos de estabilización en el Erg Akchar (Mauritania). (I) Dunas longitudinales formadas en la fase constructiva Ogolian. (II) Estabilización de las dunas por vegetación y formación de lagos entre las dunas durante el Tchadian y Novakchottian. (III) Reactivación de las dunas y desecación de los lagos durante el Tapolian. (IV) Formación de una nueva superficie 2 revegetada durante un periodo más reciente. (V) Reactivación moderna de las dunas con removilización de las más antiguas (Kocurek *et al.*, 1991).



consecuencia, se generaron numerosos lagos efímeros. Más tarde, por captura o desbordamiento, vertió sus aguas hacia el Níger, formando un amplio codo en la región de Tombouctou (Mali). Esta captura tuvo lugar hace 5.000-6.000 años. El río Níger, durante las fases secas, era incapaz de atravesar las extensas dunas y se perdía en las mismas en las zonas lacustres existentes al sur de Tombouctou. En las etapas «pluviales», la mayor alimentación del curso fluvial permite traspasar las acumulaciones eólicas y transformar la cuenca fluvial de endorreica a exorreica. Todos los lagos de esta zona experimentan una clara expansividad durante las etapas «pluviales», mientras que en los periodos secos incrementan su contenido salino por evaporación, llegando incluso alguno a secarse como el lago Fagnibine en 1957 (Tricart, 1977). El clima actual permite la evacuación de las aguas del Níger hacia el Golfo de Guinea, lo que indica que las precipitaciones son superiores a los periodos de endorreismo del río.

### 21.1.4 Causas de las oscilaciones paleoclimáticas en el Cuaternario superior

Este es uno de los temas que más ha apasionado a los estudiosos de las zonas áridas y, fundamentalmente, ha estado ceñido al continente africano, quizás por ser un desierto zonal o bien debido a un mejor conocimiento del mismo por parte de los numerosos geomorfólogos de diferentes países que lo han estudiado. No obstante, según Tricart (1969), la reconstrucción de los mecanismos de las oscilaciones paleoclimáticas son distintos según se trate de desiertos zonales, que deben su existencia a su situación en zonas de altas presiones subtropicales, o de desiertos extrazonales que se originan por configuraciones geográficas particulares, tales como continentalidad, efecto orográfico y corrientes oceánicas frías. Estos últimos desiertos suelen ser menos sensibles a las variaciones del balance térmico terrestre y su evolución se rige por factores más locales.

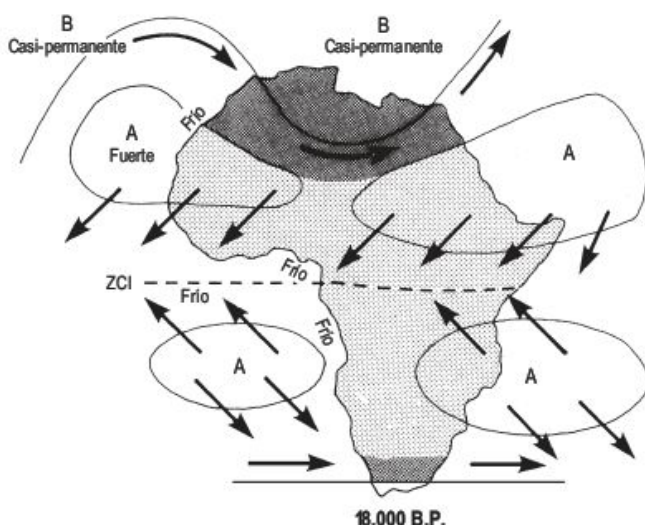
Las teorías sobre la circulación general durante el Pleistoceno aparecen recogidas en el excelente trabajo de Nicholson y Flohn (1980), en las que los numerosos autores teorizan acerca de la deriva de las trayectorias de los ciclones de latitudes medias, sobre los contrastes térmicos impuestos por la presencia de grandes masas de hielo, respecto al sincronismo glaciario-pluvial, etc.

Nicholson y Flohn (1980) han llevado a cabo el trabajo más relevante y sintético, en relación con los cambios climáticos y ambientales en África y la circulación general atmosférica durante el Pleistoceno superior y el Holoceno. Durante la máxima extensión de los hielos (18.000 años BP) en el Hemisferio Norte las variaciones estacionales eran mínimas. Se produjo, en consecuencia, un desplazamiento hacia el sur de las zonas ciclónicas y un aumento del gradiente de temperatura. El Hemisferio Sur, por el contrario, presenta unas características muy parecidas a las actuales.

Para estos autores, en esta época y durante gran parte del intervalo 20.000-12.000 años BP, la aridez aumentó al Sur del Sahara y en el Este de África. Esto contradice los datos de Sarnthein (1978) según el cual el intervalo de aridez es de 2.000-3.000 años, alrededor de los 18.000 años. Pero este supuesto no explica que desde esta época hasta los 12.000 años prevalecieran las condiciones húmedas en el Norte de África, en los macizos del interior del Sahara y en el Sur de Egipto. Nicholson y Flohn señalan que los mayores cambios ambientales en África tropical coinciden con el crecimiento acelerado de los casquetes de hielo (pre-22.000 años BP) y su próxima desaparición (12.000 años BP). Los sistemas de circulación suponen, para la mayor parte de este periodo, aridez en el África tropical y condiciones relativamente húmedas en el Norte de África (Fig. 21.44), como consecuencia del desplazamiento hacia el sur del sistema de circulación atmosférica.

Aproximadamente, hace 10.000-8.000 años BP, tuvo lugar un cambio manifiesto del sistema de circulación, que dio lugar al primer episodio lacustre subtropical, como consecuencia de un aumento en la precipitación, que motivó la expansividad de los lagos al sur del Sahara, desde el África oriental al Senegal y Mauritania. A su vez, la aridez se instala en el noroeste de África. Estas circunstancias están en relación con un calentamiento gradual del norte del océano Atlántico, un descenso del gradiente de temperaturas y una máxima deriva hacia el norte, que desplazó la aridez hacia el noroeste, como lo indican los avances de dunas en Marruecos y Oeste de Argelia.

Con posterioridad, hacia los 7.000 años, desaparece el hielo en el Casquete Fenoscandinavo y el norte de Europa alcanzó el Óptimo Climático en torno a los 6.000 años BP, mientras que el Hemisferio Sur permanecía frío. Durante el periodo de 6.500-4.500 años BP, tanto el norte



**FIGURA 21.44** Modelo esquemático de circulación atmosférica en África para el periodo 21.000-12.000 años BP. Sombreado oscuro: áreas más húmedas que hoy; sobreado claro: zonas más secas que hoy (Nicholson y Flohn, 1980).



como el sur del Sahara fueron más húmedos que hoy, pero con una intensidad menor que en el periodo de 10.000-8.000 años BP, quizás debido a que el Hemisferio Norte era mucho más cálido en este tercer periodo diferenciado.

El modelo de Nicholson y Flohn (1980) es el modelo más completo de los existentes, aunque presenta varias contradicciones sobre todo en lo relativo a la interpretación del Hemisferio Sur de África (Thomas, 1997c). El problema alcanza altos grados de complicación si las in-

terpretaciones se realizan globalmente y no solo se limitan al continente africano. No hay duda de que queda una ardua y larga tarea por realizar, en la que se necesitan tomar nuevos datos, reinterpretar los pasados y disponer del mayor número posible de dataciones. También se hace imprescindible conocer la evolución climática cuaternaria de las áreas mediterráneas, pues ellas constituyen una zona de transición entre Europa y el África cálida. Todo ello precisa de una exploración minuciosa de las zonas áridas.

## 21.2 Las regiones tropicales

### 21.2.1 Introducción

Los climas tropicales comprenden una amplia variedad de regímenes de precipitación y de agrupaciones vegetales, desde la selva hacia la sabana y los tránsitos a las zonas semiáridas. Por lo tanto, la actividad e intensidad de los procesos geomorfológicos cambia según la zona en que nos encontremos. Las variaciones a lo largo del tiempo de estos límites morfoclimáticos llevan consigo la modificación de los procesos geomórficos y, por consiguiente, de los modelados existentes. No obstante, para Douglas (1969), los núcleos de los trópicos húmedos son uno de los pocos ecosistemas estables de la Tierra, en los que la energía se utiliza por las asociaciones vegetales y además carecen de erosión hídrica en las selvas de llanura.

Los estudios más significativos sobre el cambio climático en los trópicos húmedos se realizan a partir de 1950. Brückner (1955) en Ghana y De Ploey (1965) en Zaire encuentran claras evidencias de episodios de aridez pleistocena en el estudio de depósitos superficiales. En Suramérica se encuentran antiguas dunas en los Llanos (Venezuela), en el Estado de Bahía (Brasil) y en el centro del Amazonas (Tricart, 1974a, 1975, 1985), que atestiguan condiciones áridas en estas áreas tropicales húmedas. Bigarella y Andrade (1965) y Bigarella *et al.* (1969) desarrollan su hipótesis de pediplanización en el sureste de Brasil. Los trabajos de Aubreville (1962) y Butzer (1978) inciden sobre las variaciones espaciales de los límites de sabana y selva como consecuencia de los cambios climáticos. Durante los últimos veinte años se reconoce un importante incremento en las publicaciones sobre esta temática, pero chocan con los escasos registros cronológicos a largo plazo (Thomas, 1994a), lo que obliga a acudir a los registros temporales de los lagos de las zonas áridas de África y América central (Street-Perrott *et al.*, 1985), ya que en las regiones tropicales los lagos son raros.

Para el estudio del cambio climático se dispone, además del registro de los lagos semiáridos, de los datos que

nos proporcionan los testigos de hielo de los casquetes y de los sondeos del fondo oceánico. Existe una grave limitación, debida al método del  $^{14}\text{C}$  y AMS  $^{14}\text{C}$ , ya que su rango de apreciación es del orden de 60.000 años.

Los trabajos realizados sobre los testigos de los sondeos del Atlántico ecuatorial han estudiado los contenidos de diatomeas de agua dulce, fitolitos de ópalo, polen y lodos sapropélicos para los últimos 150.000 años. Encuentran diferentes fases áridas en función de la metodología aplicada y se reconocen hasta un máximo de siete fases secas (Jansen y Van Iperen, 1991).

### 21.2.2 Modificaciones biológicas

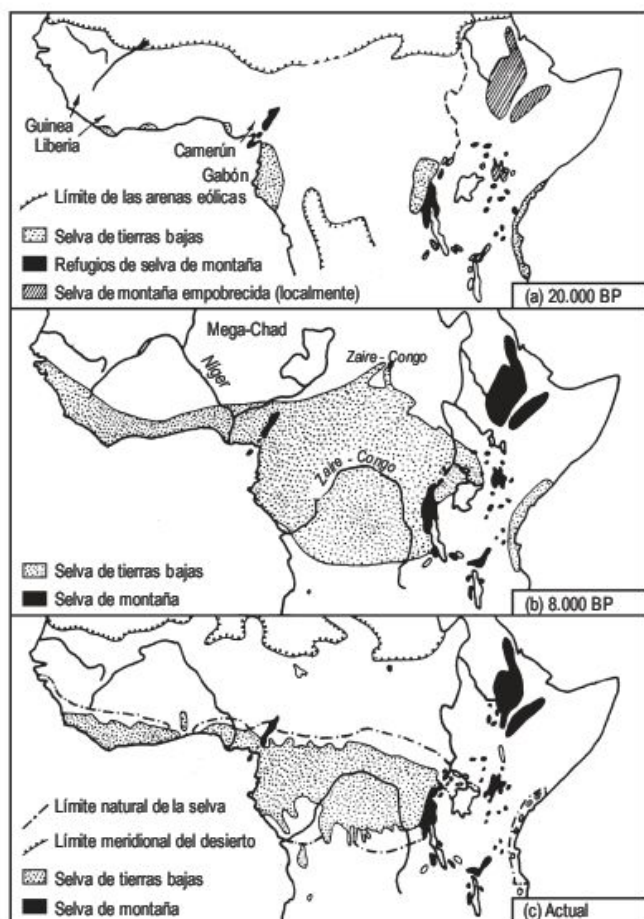
Las variaciones en la configuración de los mares y tierras, en la circulación atmosférica o en el relieve, pueden producir cambios importantes en el contenido en humedad, de tal forma que provoquen el reemplazamiento de la selva por la sabana y viceversa, con la consiguiente modificación de la morfogénesis (Tricart, 1974b). En el Bajo Congo y al Sur de Costa de Marfil la selva tiene tendencia a sustituir a la sabana (Meulenberg, 1949; en Tricart, 1974b). El efecto contrario se observa en Senegal.

Mediante la revisión de las zonas de selva y de sabana, Aubreville (1962) encuentra evidencias ecológicas anómalas tanto en los trópicos húmedos africanos como en la Guayana. Estas anomalías las interpreta como una falta de recuperación de la selva, después de las condiciones más secas reinantes en el último periodo glacial. Señala una deriva hacia el sur de las regiones de selva, situando el núcleo principal en Angola y permanecen algunos testigos en zonas ribereñas del Golfo de Guinea y el Congo. Esta interpretación contradice la idea de una selva estable. Un estudio de características similares es el realizado por Butzer (1978), en el que durante el óptimo glacial (18.000 BP) propone una extensa reducción de la selva tropical, limitándola a tres baluartes: Guinea-Sierra

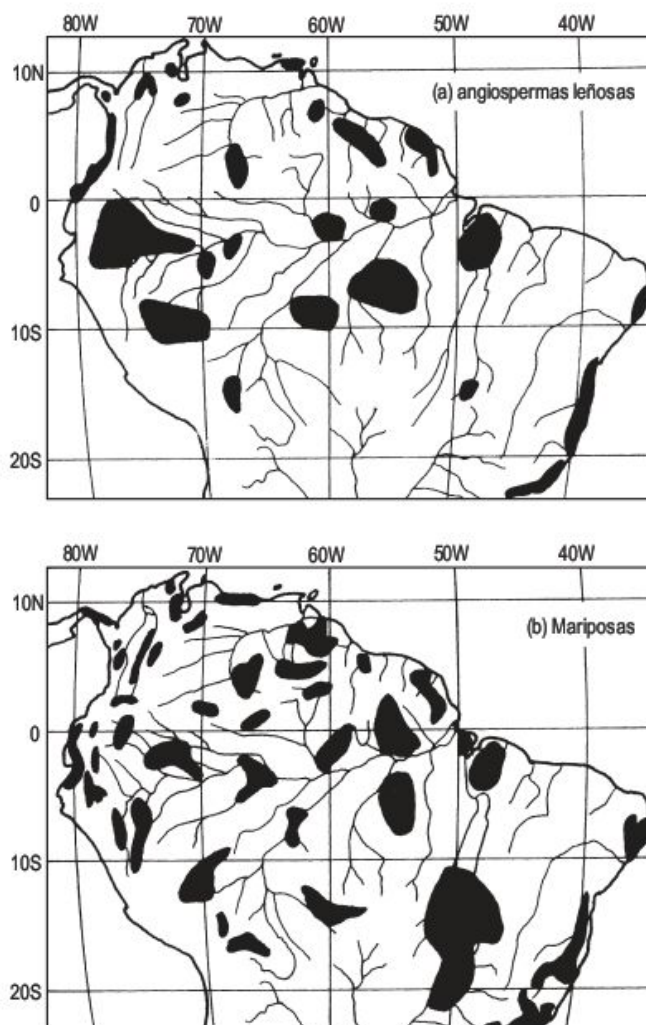


Leona-Liberia, Nigeria-Camerún y Zaire. El trabajo sobre la distribución en las áreas de selva de la flora y fauna africana, llevado a cabo por Hamilton (1976), proporciona importantes datos sobre las considerables variaciones que ha sufrido la selva centroafricana en los últimos 20.000 años (Fig. 21.45).

En la selva de Suramérica hay curiosos sistemas de especiación en varios animales, que parece que se producen por cambios en la extensión de la selva en el Pleistoceno superior. Esta ha sido fragmentada en pequeños compartimentos aislados en los que tuvo lugar la especiación (Fig. 21.46) (Goudie, 1983a; Bradley, 1985; Crowley y North, 1991). En Brasil hay argumentos paleogeográficos que atestiguan la presencia de plantas xeromórficas en los *cerrados* y *tabuleiros* del centro de Brasil y del oeste de la Amazonia. La Formación Barreiras, de arenas cuarcíferas y caolínificas, que es la que aflora predominantemente, fue intensamente disectada durante el último periodo glacial como consecuencia del descenso del nivel de base, resultante de la regresión marina. Esta incisión se vio favorecida por la presencia de un clima más seco, que provocó



**FIGURA 21.45** Probable distribución de la selva en África central hace 20.000 años BP y 8.000 años BP comparada con la actual. Obsérvese la existencia del Gran Lago Chad hace 8.000 años BP (Hamilton, 1976).



**FIGURA 21.46** Áreas refugio en la Cuenca del Amazonas para ciertas especies de (a) angiospermas leñosas y (b) mariposas, durante las fases secas del Pleistoceno (Bradley, 1985).

la desaparición de la selva de las tierras bajas a lo largo del río Amazonas. Esto supone una reducción del área de selva en los periodos secos; solo permanecen fundamentalmente refugios de selva en las zonas más altas de la Guayana y del Escudo Brasileño, donde es mayor la precipitación. En el Holoceno, el clima se hizo más húmedo y la transgresión Flandriense elevó el nivel de base (Dias de Avila, 1974; Tricart, 1985).

## 21.2.3 Evidencia geomorfológica

### 21.2.3.1 El regolito y perfiles de meteorización relictos

Las máximas profundidades de meteorización se encuentran en los trópicos húmedos y normalmente estos perfiles se desarrollan en épocas pretéritas, aunque en la



actualidad las características climáticas de los trópicos incrementen los efectos de la meteorización (Ollier y Pain, 1996). Algunos autores señalan que el espesor del regolito de las zonas elevadas es mucho menor que el existente en las áreas de bajo relieve, mientras que otros, por el contrario, indican que, en algunos casos, las mayores profundidades de la alterita se encuentran en las zonas altas y en el fondo de los valles aflora la roca fresca, debido a la incisión fluvial (Pain y Ollier, 1981). De todo ello se deduce que la profundidad de meteorización es función de la intensidad de la alteración y de la cantidad de erosión. Por otro lado, los perfiles de gran potencia necesitan agua subterránea profunda para que el frente de meteorización sea activo (Ollier, 1988a).

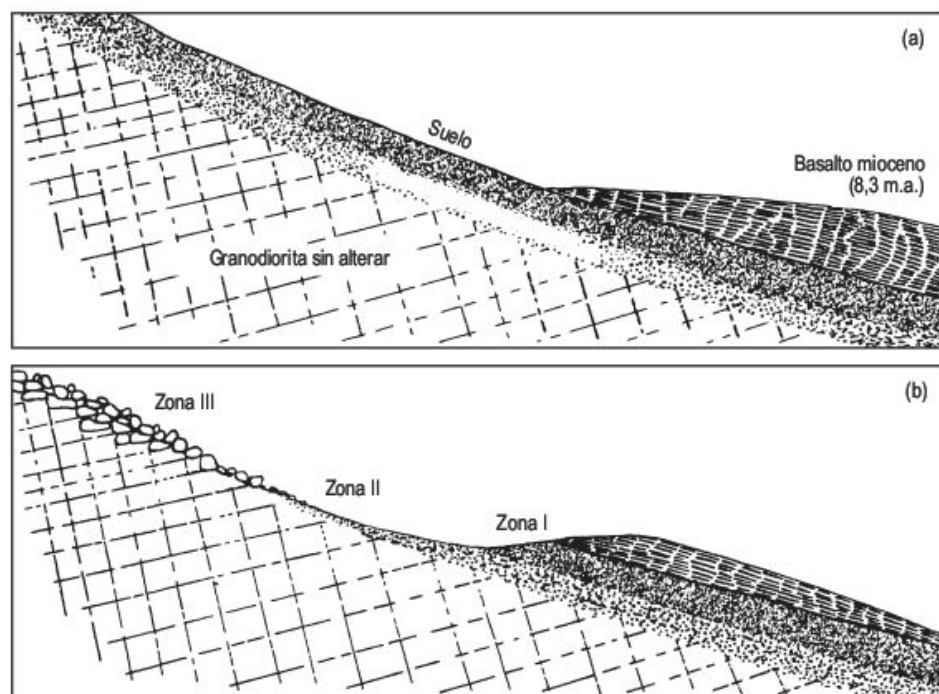
Se conocen numerosos casos en todo el mundo en los que la meteorización se ha desarrollado durante el Terciario y Cretácico, alcanzando potencias superiores a los 100 m. La mayoría de estos perfiles no están en equilibrio con las condiciones climáticas actuales, pero han resistido numerosos cambios climáticos, lo que dificulta su interpretación. En el Capítulo 20 se han indicado diversos ejemplos de perfiles de meteorización profunda, tanto en los trópicos húmedos como en regiones extratropicales. Estos últimos se sitúan en Europa, Australia, India y Estados Unidos y la alteración puede remontarse al Jurásico. De todas estas investigaciones se deduce que el periodo principal de meteorización profunda tuvo lugar en el Mesozoico-Terciario inferior en el que se desarrollaron potentes regolitos, que posteriormente fueron erosionados, a la par que la alteración disminuía en intensidad (Valeton, 1994). Durante el Eoceno y en varios momentos del Cretácico la tierra era más cálida y húmeda con respecto a la

posición geográfica actual. Los polos eran más cálidos y en los trópicos las temperaturas eran más bajas (Walker y Sloane, 1992).

La datación de los perfiles de meteorización es generalmente difícil, aunque se conocen algunos ejemplos ilustrativos. En el Desierto de Mojave (California) los basaltos del Mioceno superior (8-9 millones de años) se superponen a perfiles de meteorización elaborados en granitos. Una etapa posterior más árida erosionó parte del basalto y del perfil aflorante (Oberlander, 1972) (Fig. 21.47). El estudio de isótopos de oxígeno en regolitos profundos de Australia ha permitido distinguir los perfiles originados en el Mesozoico superior y Terciario inferior de los generados con posterioridad al Terciario medio. Estas diferencias en los perfiles se interpreta como producida por la deriva del continente australiano desde altas a bajas latitudes, a lo largo del Mesozoico y Terciario (Bird y Chivas, 1988).

### 21.2.3.2 Inselbergs

Estas formas son una de las más grandiosas y también una de las que ofrecen una mayor problemática en su interpretación. La principal controversia derivada del estudio de los inselbergs la constituye el origen de estas formas de relieve. Por un lado, autores como King (1948, 1975a) y Kesel (1973) consideran a los inselbergs como residuos subaéreos generados a partir de retrocesos del escarpe; por otro, varios investigadores entre los que destacan Büdel (1957); Ollier (1960); Thomas (1965, 1994a); Twidale (1964, 1982a), Vidal y Twidale (1998) y Twidale y Vidal (2005) presentan a los inselbergs como formas exhumadas a partir de un potente manto de alteración química.



**FIGURA 21.47** Basaltos y perfil de alteración en el Desierto Mojave (California). a. Inmediatamente después del emplazamiento del basalto. b. Situación actual. Zona I: la meteorización relict se conserva bajo el basalto. Zona II: superficie parcialmente erosionada. Zona III: bloques residuales aflorantes (Oberlander, 1972).



La pediplanación que acompaña en numerosas ocasiones a estos modelados va ligada, en la primera hipótesis, al desarrollo intrínseco de la forma y la meteorización se superpone al sistema inselberg-pedimento una vez generado el mismo. En la hipótesis de la exhumación, el desarrollo del regolito es el proceso dominante en la génesis de los inselbergs y la pedimentación acompañante juega un papel tardío y menor.

Evidentemente, el desarrollo de modelados de inselbergs por la teoría de recesión de laderas se realiza predominantemente en zonas morfoclimáticas semiáridas. La generación de estos modelados por exhumación tiene lugar en sistemas morfogenéticos de trópicos húmedos. En este último caso, explicar los inselbergs en domo (*bornhardts*) de pequeño tamaño, de hasta unos 50 m de altura, no presenta problemas por una simple denudación de una potente alterita. Cuando se aplica esta hipótesis al origen de los grandes *bornhardts* surgen importantes dificultades. Estas se alivian al considerar una meteorización continua al pie de las laderas, a medida que la denudación hace descender las llanuras circundantes.

En las áreas de sabana las historias monoclímicas están ausentes (Biot, 1978), por lo menos para los tiempos del Cuaternario, y es en estas zonas donde más proliferan los inselbergs (Kesel, 1973). La alternancia de etapas climáticas húmedas y secas es la que facilita el desarrollo de estas formas. Además hay que tener presente que una vez establecido el sistema bornhardt-llanura, los contrastes en las velocidades de meteorización entre los dos aseguran la persistencia del sistema (Thomas, 1978).

Los inselbergs, en algunos casos, pueden haberse generado en etapas antiguas del pasado geológico y han perdurado hasta la actualidad. Esta interpretación ha sido realizada por Twidale (1978) para el famoso monolito de Ayers Rock, en las llanuras desérticas de Australia Central, en las que a partir del análisis de los sedimentos correlativos e interpretaciones geomorfológicas llega a la

conclusión de que comenzó su desarrollo en el tránsito Mesozoico-Cenozoico.

### 21.2.3.3 Sistemas fluviales

La morfología de los canales y de los sedimentos fluviales en los trópicos húmedos registran los efectos de fluctuaciones ambientales, datos sobre los regímenes fluviales y su evolución temporal, ya que pueden datarse muchos de estos sedimentos (Thomas, 1994a; Thomas y Thorp, 1985).

El río Amazonas, que tiene el 15% del caudal de todos los ríos del mundo, presenta gradientes próximos a los Andes peruanos de 0,1 m/km y esta cifra disminuye drásticamente a 0,03 m/km, desde Manaus, en el centro de la cuenca, hasta su desembocadura a 1.400 km. Estos contrastes altimétricos y de inclinación afectan claramente a la morfología de los canales. Los ríos que surcan los Andes, como el Solimoes, tronco principal del Amazonas, transportan carga de fondo y sobre todo en suspensión (Fig. 18.13) y en las llanuras de inundación los canales tienen baja sinuosidad. Por el contrario, en los ríos del interior de la cuenca fluvial, como el río Juruá, el transporte de la carga de fondo y en suspensión es prácticamente nulo y los canales son de elevada sinuosidad. Todo ello se interpreta en función de la capacidad de los ríos para movilizar la carga en épocas más secas. Estas coinciden con los periodos glaciares, en las que los canales son de baja sinuosidad (Baker, 1978).

Antiguamente se creía que los ríos tropicales no tenían terrazas, pero la exploración de los placeres aluviales acabó con esta opinión (Tricart, 1974b). En la mayor parte de los ríos que discurren por Costa de Marfil se reconoce una terraza constituida por aluviones de cuarzo redondeados, recubiertos por unos 2 m de arcillas rojizas untuosas. Se sitúa a 3-4 m sobre el lecho actual, donde se explota oro y en mayor proporción diamantes (Fig. 21.48) (Vogt, 1959).



**FIGURA 21.48** Meandro del Río aurífero Nzi, que discurre por una sabana arbórea y transporta una elevada carga en suspensión. Este de Bouaké (Costa de Marfil).



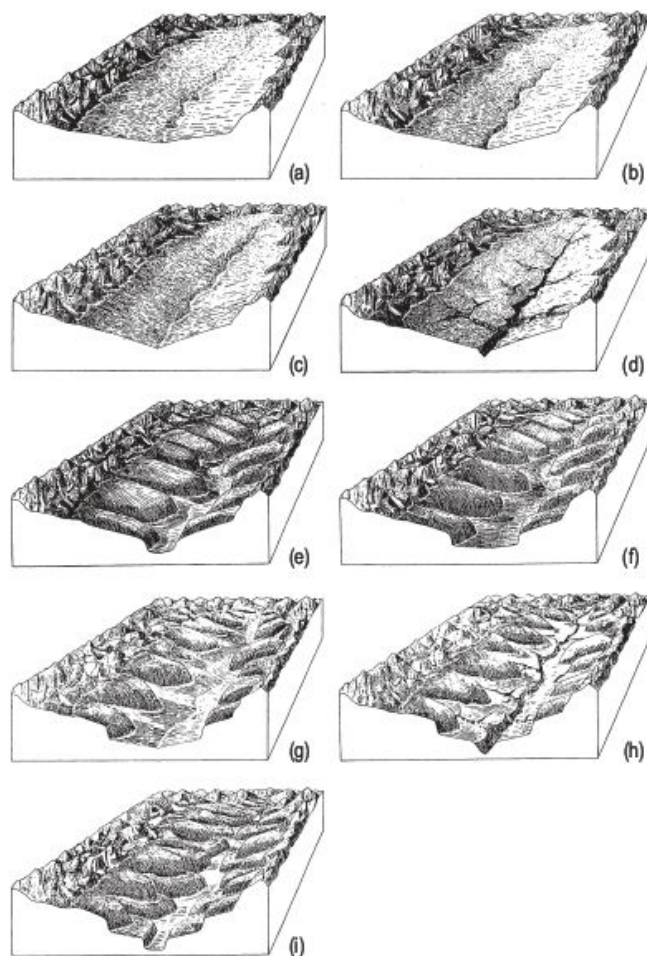
En las explotaciones de placeres aluviales diamantíferos del centro de Sierra Leona se han estudiado las llanuras de inundación y los rellenos de canal mediante cortes estratigráficos y sondeos. Los materiales han sido datados por  $C^{14}$  y revelan una larga historia durante los últimos 30.000 años. Además se reconocen en los grandes ríos terrazas más antiguas ferruginizadas y sin datar. En el periodo posterior se distinguen en los márgenes de la llanura de inundación arcillas negras de ambientes cenagosos (36.000 y 20.500 BP) y en épocas posteriores rellenos de canales de gravas. Estos dos últimos conjuntos parece que se generaron en fases áridas, mientras que la excavación y rellenos holocenos están en relación con periodos húmedos (Thomas y Thorp, 1985). En el sur de Ghana se reconoce un substrato fluvial de pizarras alteradas con grietas poligonales rellenas de 2 m de profundidad. Este agrietamiento indica una intensa contracción debida a la desecación en ambientes secos carentes prácticamente de vegetación. Sobre el lecho se depositan un conjunto de depósitos fluviales diamantíferos, datados en numerosos niveles y que permiten interpretar diferentes etapas secas y húmedas (Hall *et al.*, 1985).

En el río Jurúa, al suroeste de la cuenca amazónica, se reconocen dos terrazas a 5-6 m y 12 m sobre el nivel del agua, constituidas por arenas y arcillas sobre las que se desarrolla un suelo pardorrojizo. El fondo del valle también es areno-arcilloso. Todo el conjunto señala que en la actualidad nos encontramos en una fase de incisión y, con anterioridad, se desarrollaron dos etapas de aluvionamiento. Esta alternancia parece que está relacionada con cambios climáticos. En el río Solimoes, más al noroeste, se observa la misma secuencia de acumulación e incisión y se reconocen algunos meandros abandonados sobre la terraza. Aquí, la importante regresión sufrida durante los periodos glaciares desencadena climas secos en los que se producen intensos encajamientos. Por lo tanto, el origen de estas terrazas parece ser eustático, en vez de climático (Tricart, 1985).

Los clásicos trabajos de Bigarella y Andrade (1965) y Bigarella *et al.*, (1969) son un claro exponente de la deducción de etapas áridas pleistocenas a partir del estudio de pedimentos. Sus investigaciones se localizan en la Serra do Mar y su prolongación hacia el sur de las regiones litorales de los estados de Paraná y Santa Catarina, en Brasil. Señalan que los márgenes de los valles están escalonados y esta disposición se debe a una alternancia de etapas áridas, donde se elaboran los pedimentos que alternan con otras húmedas de predominio de la meteorización y de la incisión (Fig. 21.49). Las fases áridas corresponden a etapas glaciares, mientras que las húmedas se correlacionan con etapas interglaciares.

### 21.2.3.4 Acción eólica

Las acumulaciones eólicas y las formas generadas por deflación existentes en los trópicos húmedos son excelentes



**FIGURA 21.49** Esquema básico de evolución de laderas. (a) Extensa superficie intramontana formada por pediplanación en un clima árido. (b) y (c) Rebajamiento de la superficie aplanada producida por un ligero descenso del nivel de base local, como consecuencia de pequeñas fluctuaciones climáticas hacia condiciones húmedas dentro de la época árida. (d) Disecación generalizada de la superficie aplanada debida al aumento de humedad. (e) Ensanchamiento del valle, aluvionamiento y coluvionamiento durante breves episodios áridos dentro de la época húmeda. (f) Retroceso del escarpe y formación de un pedimento bajo condiciones áridas. (g) Rebajamiento de las laderas del pedimento durante débiles fluctuaciones húmedas dentro de la época árida. (h) Incisión generalizada bajo una nueva época húmeda. (i) Ensanchamiento y aluvionamiento de los valles producidos por fluctuaciones climáticas tendentes hacia la aridez (Bigarella *et al.*, 1969).

indicadores de la existencia de antiguas etapas áridas. La mayor parte de las investigaciones encaminadas a este fin se han llevado a cabo en África centro-meridional y en el norte y centro de Suramérica.

En África suroccidental la aridez está controlada por la Corriente fría de Benguela que alcanzó más energía produciendo una mayor aridez durante los periodos glaciares. También se postula que es responsable de la deriva hacia el norte en la Cuenca de Angola, como parecen confirmar



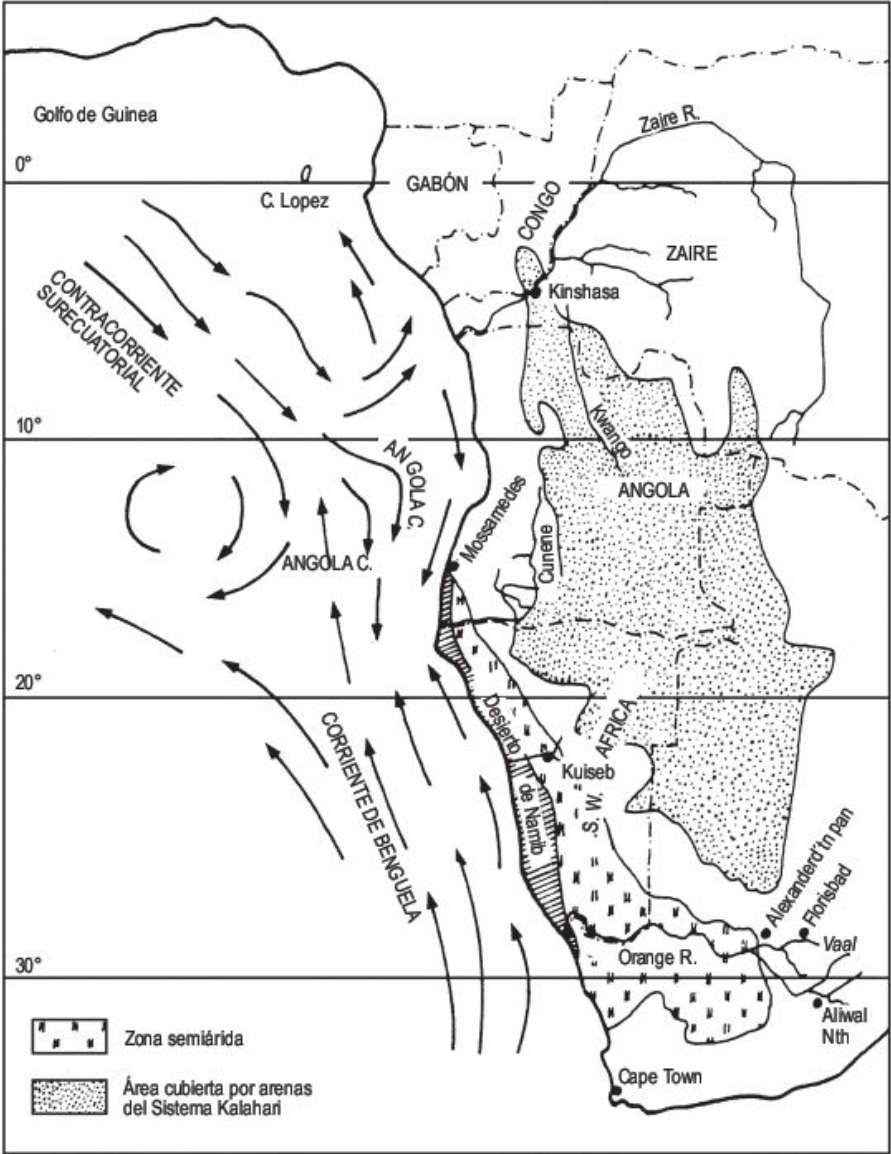
los testigos profundos del Océano Atlántico. De este modo, se reafirman las ideas de De Ploey (1965) en relación con la presencia de arenas eólicas del Kalahari en el Congo occidental (Fig. 21.50). Esta extensión se explica probablemente por la expansión de la Corriente de Benguela (Selby *et al.*, 1979).

El trabajo de Tricart (1985) es una buena puesta al día de los conocimientos dispersos existentes sobre los climas secos en el centro y norte de Suramérica. En los Llanos del Orinoco se han descrito extensos campos de dunas en la margen izquierda del río (Tricart, 1974b). En imágenes Landsat se observa que están constituidas por dunas longitudinales, de orientación NE-SO, y también se reconocen dunas parabólicas. Estas acumulaciones eólicas proceden de los mantos aluviales depositados por los ríos del piedemonte andino. Su edad se relaciona con el último periodo glacial, en el que tuvo lugar el descenso gla-

cioeustático. En el Holoceno el clima fue más cálido y húmedo. Las dunas han sido parcialmente fosilizadas por aluviones y se inundan en las épocas de lluvias. También en las proximidades del delta del Orinoco se reconocen dunas y formas de deflación, fosilizadas en parte por sedimentos de la Transgresión Flandriense (Tricart y Alfonsi, 1981).

La depresión del Pantanal del Mato Grosso (suroeste del Brasil), donde la precipitación actual es del orden de 1.200 mm, aloja numerosos abanicos aluviales de gran tamaño procedentes de las sierras paleozoicas. Estas formas parecen indicar un periodo de clima seco, con escasa vegetación y formación de dunas. En el abanico Taquari, el de mayor tamaño, se reconocen cuencas de deflación de hasta 3 km de diámetro. En la actualidad el Pantanal hace honor a su nombre y se encuentra inundado o colonizado por vegetación pantanosa (Tricart, 1982; Klammer, 1982).

**FIGURA 21.50** Extensión del desierto en África suroccidental. Las arenas del Desierto del Kalahari alcanzaron la selva del Congo hasta el río Zaire (Selby, 1979).





# Bibliografía

- Aber, J. S., y Ber, A. (2007): *Glaciotectonism*. Elsevier. Amsterdam, 246 págs.
- Aber, J. S.; Croot, D. G., y Fenton, M. M. (1989): *Glaciotectonic Landforms and Structures*. Kluwer. Dordrecht, 200 págs.
- Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (1991a): «Relation between infiltration and stone cover on a semiarid hillslope, southern Arizona». *Journal of Hydrology*, 122, 49-59.
- Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (1991b): «Relation between sediment yield and gradient on debris-covered hillslopes, Walnut Gulch, Arizona». *Bulletin of the Geological Society of America*, 103, 1.109-1.113.
- Abrahams, A. D.; Howard, A. D., y Parsons, A. J. (1994): «Rock mantled slopes». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 173-212.
- Abrahams, A. D.; Howard, A. D., y Parsons, A. J. (1994): «Rock-mantled slopes». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 173-212.
- Abul-Ata, A. A. (1978): *Egypt and the Nile after the construction of the High Aswan Dam*. Ministry of Irrigation and Land Reclamation. Cairo.
- Acres, B. D.; Blaire Rain, A.; King, R. B.; Lawton, R. M.; Mitchell, A. J. B., y Rackham, L. J. (1985): «African dambos: their distribution, characteristics and use». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 52, 63-86.
- Adams, F. D. (1938): *The Birth and Development of the Geological Science*. Dover. New York, 506 págs.
- Adams, J. (1980): «Active tilting of the United States mid-continent: geodetic and geomorphic evidence». *Geology*, 8, 442-446.
- AE-88 (1996): «Norma de Construcción Sismo-Resistente NCS-94». En: Norma Básica de la Edificación (NBE): *Acciones en la Edificación*. Serie Normativas (NBE). Centro de Publicaciones Ministerio de Fomento. Madrid, 235 págs.
- Agarwal, R. P., y Bhoj, R. (1992): «Evolution of Kosi River fan, India: structure implication and geomorphic significance». *International Journal of Remote Sensing*, 13, 1891-1901.
- Aghassy, J. (1973): «Man-induced badlands topography». En: Coates, D. R. (Ed.): *Environmental Geomorphology and Landscape Conservation. Volume III. Non-urban*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, 124-136.
- Agliardi, F.; Crosta, G., y Zamchi, A. (2001): «Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics». *Engineering Geology*, 59, 83-102.
- Aguilar, E.; Quayle, R. G., y Murray Mitchell, J. (2005): «Climate variation: instrumental data». En: Oliver, J. E. (Ed.): *Encyclopedia of World Climatology*. Springer. Berlin.
- Aguilera, A. (1986): «Revista MOPU, marzo». Madrid.
- Ahlmann, H. W. (1935): «Contribution to the physics of glaciers». *Geographical Journal*, 86, 97-113.
- Ahnert, F. (1960): «The influence of Pleistocene climates upon the morphology of cuesta scarps on the Colorado Plateau». *Annals of Association American Geographers*, 50, 139-156.
- Ahnert, F. (1970): «Functional relationships between denudation relief and uplift in large, mid-latitude drainage basins». *American Journal of Science*, 268, 243-263.
- Ahnert, F. (1987a): «Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development». *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 3-15.
- Ahnert, F. (1987b): «An approach to identification of morphoclimates». En: Gardiner, V. (Ed.): *International Geomorphology 1986, Part II*. Wiley. Chichester, 159-188.
- Ahnert, F. (1996): *Introducción to Geomorphology*. Arnold, London, 352 págs.
- Aires-Barros, L. (1977): «Experiments on thermal fatigue of non-igneous rocks». *Engineering Geology*, 11, 227-238.
- Aires-Barros, L.; Graça, R. C., y Vélez, A. (1975): «Dry and wet laboratory tests and thermal fatigue of rocks». *Engineering Geology*, 9, 249-265.
- Aitchison, G. D., y Wood, C. C. (1965): «Some interactions of compaction, permeability, and post-construction deflocculation affecting the probability of piping failure in small earth dams». *Proceedings 6th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, 2, 442-446. Montreal.
- Aitken, M. J. (1998): *An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photonstimulated luminescence*. Oxford University Press. Oxford, 267 págs.
- Alberto, F. (1989): «La desertización por salinización en el Valle del Ebro». *Azara*, 1, 45-53.
- Albritton, C. C.; Brooks, J. E.; Issawi, B., y Swedan, A. (1990): «Origin of the Qattara Depression, Egypt». *Bulletin of the Geological Society of America*, 102, 952-960.



- Albritton, D. L., y Meira Filho, L. G. (Coords.) (2001): «Technical Summary». En: Houghton, J. T.; Ding, Y.; Griggs, D. J.; Noguera, M.; Liden, P. J. van der, Dai, X.; Maskell, K., y Johnson, C. A. (Eds.): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press. Cambridge, 21-83.
- Al-Durrah, M., y Bradford, J. M. (1982): «New methods of studying soil detachment due of raindrop impact». *Journal of the Soil Science Society of America*, 45, 949-953.
- Aleval, G. J. J. (1985): «Indonesian fluvial casiterite placers and their genetic environments». *Journal of the Geological Society of London*, 142, 815-836.
- Aleval, G. J. J. (1991): «Tropical weathering, denudation and mineral accumulation». *Geologie in Mijnbouw*, 70, 35-38.
- Alexander, D. (1992): «On the causes of landslides: human activities, perceptions and natural processes». *Environmental Geology and Water Sciences*, 20, 165-179.
- Alexander, R. W., y Calvo, A. (1990): «The influence of lichens on slope processes in some Spanish badlands». En: Thornes, J. B. (Ed.): *Vegetation and Erosion*. Wiley. Chichester, 385-398.
- Alexander, R. W.; Harvey, A. M.; Calvo, A.; James, P. A., y Cerdá, A. (1994): «Natural stabilisation mechanism on badland slopes, Tabernas, Almería, Spain». En: Millington, A. C., y Pye, K. (Eds.): *Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*. Wiley. Chichester, 85-111.
- Alexandre, L. T., y Cady, J. G. (1962): *Genesis and Hardening of Laterite in Soils*. Technical Bulletin, 1282. United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, 90 págs.
- Algermissen, S. T.; Perkins, D. M.; Thenhaus, P. C.; Hanson, S. L., y Bender, B. L. (1982): «Probabilistic estimates of maximum acceleration and velocity in rocks in the contiguous United States». *United States Geological Survey Open File Report* 82-1033, 1-107.
- Alía Medina, M. (1945): *Características morfológicas y geológicas de la zona septentrional del Sahara Español*. Instituto José de Acosta, C. S. I. C. Madrid, 260 págs.
- Alía Medina, M. (1952): *Bosquejo Geológico del Sahara Español*. Mapa Geológico E:1:2.000.000. Dirección General de Marruecos y Colonias. Instituto de Estudios Africanos. Servicio Geológico del África occidental española. Madrid.
- Alkattan, M.; Oelkers, E. H.; Dandurand, J. L., y Schott, J. (1997): «Experimental studies of halite dissolution kinetics. 1. The effect of saturation rate and the presence of trace metals». *Chemical Geology*, 137, 201-219.
- Alkhanbashi, I.; El-Hussain, I., y Cheema, T. (2002): «The effect of dam on ground water quality of Wadi Hawasina». En: Alawaji, H. A. (Ed.): *Geotechnical and Geoenvironmental Engineering in Arid Lands*. Balkema. Lisse, 297-304.
- Allen, J. G. (1972): «Aluminium ore deposits». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences*. Van Nostrand Reinhold. New York, 23-27.
- Allen, J. R. L. (1964): «Studies in fluvial sedimentation. Six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin». *Sedimentology*, 3, 163-198.
- Allen, J. R. L. (1965): «Later Quaternary Niger delta and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies». *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, 49, 547-600.
- Allen, J. R. L. (1970): «A quantitative model of grain size and sedimentary structures in lateral deposits». *Geological Journal*, 7, 129-146.
- Allen, J. R. L. (1971): «Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance». *Sedimentary Geology*, 5, 1-38.
- Allen, J. R. L. (1976): «Bedforms and unsteady processes: some concepts of classification and response illustrated by common one-way types». *Earth Surface Processes*, 1, 361-374.
- Allen, J. R. L. (1986): «Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins». *Sedimentary Geology*, 46, 67-75.
- Allen, J. R. L. (2004): «Bedform». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 76-79.
- Alley, R. B. (2004): «Abrupt climate change». *Scientific American*, 291, 62-69.
- Allison, R. J. (1997): «Middle East and Arabia». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. John Wiley. Chichester, 507-521.
- Allison, R. J. (2002) (Ed.): *Applied Geomorphology*. Wiley. Chichester, 480 págs.
- Allison, R. J., y Goudie, A. S. (1994): «The effects of fire on rock weathering: an experimental study». En: Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley. Chichester, 41-56.
- Allison, R. J., y Thomas, D. G. (1993): «The sensitivity of landscapes». En: Thomas, D. S. G., y Allison, R. J. (Eds.): *Landscape Sensitivity*. Wiley. Chichester, 1-5.
- Alonso-Zarza, A. M., y Silva, P. G. (2002): «Quaternary laminar calcretes with bee nests: evidence of small-scale climatic fluctuations, Eastern Canary Islands, Spain». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178, 119-135.
- Al-Rujeibi, A.; Cheema, T.; Al-Harthy, A., y Ahmad, I. (2002): En: Alawaji, H. A. (Ed.): *Geotechnical and Geoenvironmental Engineering in Arid Lands*. Balkema. Lisse, 267-274.
- Ambrose, J. W. (1964): «Exhumed paleoplains of the Precambrian shield of North America». *American Journal of Science*, 262, 815-857.
- American Geological Institute (1972): *Glossary of Geology*. Washington, 805 págs.
- Amit, R., y Gerson, R. (1986): «The evolution of Holocene reg (gravelly) soils in deserts-an example from the Dead Sea region». *Catena*, 13, 59-79.
- Amoros, C., y Petts, G. E. (1993): *Hydrosistèmes Fluviaux*. Masson. Paris, 300 págs.
- Anadón, P. (1989): «Lagos». En: Arche, A. (Ed.): *Sedimentología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 219-276.
- Ancey, C. (Ed.) (1998): *Guide Neige et Avalanches. Connaissances, Pratiques, Sécurité*. Edisud. Aix-en-Provence, 335 págs.
- Ancochea, A.; Fuster, J. M.; Ibarrola, E.; Cendrero, A.; Coello, J.; Hernán, F.; Cantagrel, J. M., y Jamond, C. (1990): «Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 231-249.
- Ancochea, E., y Barrera, J. L. (2002): *La peligrosidad volcánica*. En: Ayala, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos Naturales*. Ariel Ciencia. Barcelona. 265-285.
- Ancochea, E.; Hernán, F.; Cendrero, A.; Cantagrel, J. M.; Fuster, J. M.; Ibarrola, E., y Coello, J. (1994): «Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island: La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60, 243-262.



- Ancochea, E.; Huertas, M. J.; Cantagrel, J. M.; Fúster, J. M., y Arnaud, N. (2000): «Cronología y evolución del edificio Cañadas: Tenerife, Islas Canarias». *Boletín Geológico y Minero*, 111, 3-16.
- Anderson, B. (1961): *The Ruffiji Basin, Tanganika*. 7. Soils of main irrigatable areas. Rept. Gout. Tanganika, Prelim. Reconnaissance Surv. Ruffiji Basin, 125 págs.
- Anderson, J. F.; Wesnousky, S. G., y Stirling, M. W. (1996): «Earthquake size as function of fault slip rate». *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 683-690.
- Anderson, R. S. (1986): «Erosion profiles due to particles entrained by wind: application of an eolian sediment transport model». *Bulletin of the Geological Society of America*, 97, 1270-1278.
- Anderson, R. S. (1987): «A theoretical model for aeolian impact ripples». *Sedimentology*, 34, 943-956.
- Anderson, R. S. (1989): «Saltation of sand: a qualitative review with biological analogy». En: Gimingham, C. H.; Ritchie, W.; Willets, B. B., y Willis, A. J. (Eds.): *Symposium: Coastal Sand Dunes*, Royal Society of Edinburgh, Proceeding, B96, 149-165.
- Anderson, R. S., y Haff, P. K. (1988): «Simulation of aeolian saltation». *Science*, 241, 820-823.
- Anderson, R. S., y Bunas, K. L. (1993): «Grain size segregation and stratigraphy in aeolian ripples modelled with a cellular automaton». *Nature*, 365, 740-743.
- Andersson, J. G. (1906): «Solifuction; a component of subaerial denudation». *Journal of Geology*, 14, 91-112.
- Andrade, E. R., y Sellers, W. D. (1988): «El Niño and its effect on precipitation in Arizona and western New Mexico». *Journal of Climatology*, 8, 403-410.
- André, M. F. (1993): *Les Versants du Spitzberg*. Presses Universitaires de Nancy. Nancy, 361 págs.
- Andrejchuk, K. V., y Klimchouk, A. (2000): «Mechanisms of karst breakdown formation of the gypsum karst of the Fore-Ural Region, Russia (from observations in the Kungurskaja Cave)». *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 2, 1-17.
- Andrejchuk, K. V., y Klimchouk, A. (2002): «Mechanisms of karst breakdown formation in the gypsum karst of the Fore-Ural region, Russia (from observations in the Kungurskaja Cave). Implication of Speleological Studies from karst subsidence hazard assessment». *International Journal of Speleology*, 31, 89-114.
- Andrés de, J. R., y Gracia, F. J. (2002): «La franja litoral: riesgos y protección». En: Ayala-Carcedo, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos Naturales*. Ariel. Barcelona, 1023-1057.
- Andrews, J. T. (1970): *A geomorphological studies of post-glacial uplift with particular reference to Arctic Canada*. Institute of British Geographers Special Publication, 2, 156 págs.
- Andrews, J. T. (1975): *Glacial Systems. An Approach to Glaciers and their Environments*. Duxbury Press. North Scituate, Massachusetts, 191 págs.
- Andrews, J. T., y Dugdale, R. E. (1971): «Quaternary history of Northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N. W. T.: Part V: Factors affecting corrie glacierization in Okoa Bay». *Quaternary Research*, 1, 532-551.
- Andrews, J. T., y Smithson, B. B. (1966): «Till fabric of the cross-valley moraines of north-central Baffin Island». *Bulletin of the Geological Society of America*, 77, 271-290.
- Anfuso, G y Gracia, F. J. (2005): «Morphodynamic characteristics and short-term evolution of coastal sector in SW Spain: Implications for coastal erosion management». *Journal of Coastal Research*, 21, 1139-1153.
- Angeli, M. G.; Gasparetto, P.; Menotti, R. M.; Pasuto, A.; Silvano, S., y Soldati, M. (1996): «Rock Avalanche». En: Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, R., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 190-201.
- Angelis, H. de, y Skvarca, P. (2003): «Glacier surge after ice shelf collapse». *Science*, 299, 1560-1562.
- Anisimov, D. A., y Nelson, F. E. (1996): «Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change». *Global and Planetary Change*, 14, 59-72.
- Anon (1966): «“Ordered Water” molecular pressures offer new clues to rock failure». *Engineering Mining Journal*, 167, 92-94.
- Antevs, E. (1952): «Arroyo cutting and filling». *Journal of Geology*, 60, 375-385.
- Anthony, E. J. (2005): «Beach erosion». En: Schwartz, M. L. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 140-145.
- Araña, V. (1988): «Geología y Volcanismo». En: Ayala, F. G., y Durán, J. J. (Eds.): *Riesgos Geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 45-82.
- Araña, V., y Ortiz, R. (1993): «Riesgo Volcánico». En: Martí, J., y Araña, V. (Eds.): *La Volcanología Actual*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 277-385.
- Arauzo, T., y Gutiérrez, M. (1994): «Evolución de los valles de fondo plano del centro de la Depresión del Ebro». En: Arnáez, J.; García-Ruiz, J. M., y Gómez Villar, A. (Eds.): *Geomorfología en España*, vol. 1. Logroño, 277-290.
- Arauzo, T.; Gutiérrez, M., y Sancho, C. (1996a): «Facetas triangulares de ladera como indicadores paleoclimáticos en ambientes semiáridos (Depresión del Ebro)». *Geogaceta*, 20, 1093-1095.
- Arauzo, T.; Gutiérrez-Elorza, M., y Sancho, C. (1996b): «Retrospecto de escarpes en ambientes semiáridos a partir de facetas triangulares de ladera (Depresión del Ebro)». *Cadernos do Laboratório Xeológico de Laxe*, 21, 405-416. Sada (A Coruña).
- Arche, A. (1989): «Deltas». En: Arche, A. (Ed.): *Sedimentología*, vol. 1, Consejo Superior de Investigación Científica. Madrid, 395-449.
- Arenillas, M.; Botella, J.; Cortés, R.; Esteban, V.; Martínez, R., y Serra, J. (1985): «La avenida extraordinaria del Júcar de 20 de octubre de 1982». En: *Catástrofes Naturales*. Publicaciones de la Cátedra de Geología Aplicada a las Obras Públicas. Valencia, 17-50.
- Arens, S. (1996): «Patterns of sand transport on vegetated dunes». *Geomorphology*, 17, 339-350.
- Aristarain, L. F. (1970): «Chemical analysis of caliche profiles from High Plains, New Mexico». *Journal of Geology*, 78, 201-12.
- Aristarain, L. F. (1971): «On the definition of caliche deposits». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 15, 274-289.
- Arlegui, L. E., y Simón, J. L. (2000): «Fracturación y campos de esfuerzos en el Cuaternario del sector central de la Cuenca del Ebro (NE España)». *Cuaternario y Geomorfología*, 14, 11-20.
- Arnborg, L. B.; Walker, H. J., y Peippo, J. (1967): «Suspended load in the Colville River, Alaska, 1962». *Geografiska Annaler*, 49, 131-144.
- Arribas, A.; Polo, V., y Jiménez, E. (1984): *La «Enfermedad de la Piedra» en la Arenisca de Villamayor. Diagnóstico, Tra-*



- tamiento y Conservación. Caja de Ahorros y M. P. de Salamanca. Salamanca, 6-169.
- Artieda, O. (1993): *Factores Geológicos que Inciden en el Desarrollo de los Suelos en un Medio Semiárido. El Caso de Quinto (Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza, 305 págs. (Inédita).
- Artieda, O. (2004): *Materiales Parentales y Geomorfología en la Génesis de Aridisoles en un Sector del Centro del Valle del Ebro*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza, 567 págs. (Inédita).
- Ash, J. E., y Wasson, R. J. (1983): «Vegetation and sand mobility in the Australian desert dunefield». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 45, 7-25.
- Ashida, K. (1985): *Debris Flow. Disaster on Alluvial Fans*. Kokon-shoin. Tokyo, 224 págs.
- Attewell, P. B., y Taylor, D. (1988): «Time-dependent atmospheric degradation of building stone in a polluting environment». En: Marinos, P. G., y Koukis, G. C. (Eds.): *Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites*. Balkema. Rotterdam, 739-753.
- Auboin, J. (1961): «Propos sur l'orogénèse». *Bulletin Bureau Recherche Géologique et Minière*, 52, 1-24.
- Aubreville, A. (1962): «Savanisation tropicale et glaciation quaternaires». *Adansonia*, 2, 16-84.
- Aufrère, M. L. (1928): «L'orientation des dunes et la direction des vents». *Comptes Rendus de l'Académie Scientifique à Paris*, 187, 833-835.
- Aufrère, M. L. (1935): «Essai sur les dunes du Sahara algérien». *Geografiska Annaler*, 18, 481-550.
- Augustinus, P. C. (1992): «Outlet glacial trough size-drainage area relationships. Fiordland, New Zealand». *Geomorphology*, 4, 347-361.
- Aune, Q. A. (1983): «Quick clays and California's clays: no quick solution». En: Tank, R. W. (Ed.): *Environmental Geology*, Oxford University Press. New York, 145-150.
- Avouac, J. P.; Tapponnier, P.; Bai, M. You, H., y Wang, G. (1993): «Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Daungaria and Kazakhstan». *Journal of Geophysical Research*, 98, 6755-6804.
- Ayala, F. J. (1994): «Socioeconomic impacts and vulnerability resulting from slope movements». En: Corominas, J., y Georgakakos (Eds.): *Proceedings of the U. S.-Spain Workshop of Natural Hazards*. Iowa University, 235-254.
- Ayala, F. J. (2002a): «La inundación torrencial catastrófica del camping "Las Nieves" del 7 de agosto de 1996 en el cono de deyección del Arás (Biescas, Pirineo aragonés)». En: Ayala, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos Naturales*. Ariel. Barcelona, 889-912.
- Ayala, F. J. (2002b): «Expansividad y colapso de suelos». En: Ayala, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos Naturales*. Ariel. Ciencia. Barcelona, 475-482.
- Ayala, F. J., y Elizaga, E.; González de Vallejo, L.; Durán, J. J.; Beltrán, F.; Oliveros, M. A.; Carbó, A.; Guillaumont, M. L., y Capote, R. (1987a): *Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 86 págs.
- Ayala, F. J.; Andreu Fe, M.; Ferrer, M.; de Simón, A. Fernández, I.; Olalla, C.; Gómez, J.; Sanpedro, J., y Cienfuegos, F. J. (1987b): *Manual de Taludes*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 456 págs.
- Aylsworth, J. M., y Shilts, W. W. (1989): «Bedforms of the Keewatin Ice Sheet, Canada». *Sedimentary Geology*, 62, 407-428.
- Baena, J.; Bardají, T.; Goy, J. L.; Silva, P. G.; Somoza, L., y Zazo, C. (1993): «An attempt of fault activity data file and map modellization». *Bulletin INQUA*, NC 16, 1993-1998.
- Baena, J.; Barranco, L. M.; Zazo, C.; Goy, J. L.; Estévez, A.; Sanz de Galdeano, A.; Bardají, T.; Silva, P. G.; Somoza, L., y Rodríguez-Estrella, T. (1994): *Mapas Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia*. Madrid, España. ITGE-CARM, 101 págs.
- Bagnold, R. A. (1941): *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen. London, 265 págs.
- Bagnold, R. A. (1953): «The surface movement of blown sand in relation to meteorology». *Research Council of Israel, Special Publication*, 2, 89-96.
- Bahn, P. G. (2004): «Atapuerca Caves, Spain: Archaeology». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 119-120.
- Bailey, J. F., y Patterson, J. L. (1975): «Hurricane Agnes Rainfall and Floods, June-July, 1972». *United States Geological Survey Professional Paper*, 924.
- Baker, A. A. (1936): «Geology of the Monument Valley-Navajo Mountain region, San Juan County, Utah». *United States Geological Survey*, 865, 106 págs.
- Baker, V. R. (1973): «Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in eastern Washington». *Geological Society of America, Special Paper*, 144, 79 págs.
- Baker, V. R. (1977): «Stream channel response to floods with examples from Central Texas». *Bulletin of the Geological Society of America*, 88, 1057-1071.
- Baker, V. R. (1978): «Adjustment of fluvial system to climate and source terrain in tropical y subtropical environments». En: Miall, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 5, 211-230.
- Baker, V. R. (1981a): «The geomorphology of Mars. *Progress in Physical Geography*, 5, 473-513.
- Baker, V. R. (1988): «Overview». En: Baker, V. R.; Craig Kochel, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley. New York, 1-8.
- Baker, V. R. (1989): «Magnitude and frequency of palaeofloods». En: Beven, K., y Carling, P. (Eds.): *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*. Wiley. Chichester, 171-183.
- Baker, V. R. (1993): «Extraterrestrial geomorphology: science and philosophy of Earthlike planetary landscapes». *Geomorphology*, 7, 9-35.
- Baker, V. R. (1998): «Palaeohydrology and Hydrological Sciences». En: Benito, G.; Baker, V. R., y Gregory, K. J. (Eds.): *Palaeohydrology and Environmental Change*. Wiley. Chichester, 1-10.
- Baker, V. R. (2003): «A bright future for old flows: Origins, status and future of paleoflood hydrology». En: Thorndycraft, V. A.; Benito, G.; Barriendos, M., y Llasat, M. C. (Eds.): *Paleofloods, Historical Data and Climatic Variability. Applications on Flood Risk Assessment*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 13-24.
- Baker, V. R. (2004a): «Extraterrestrial Geomorphology». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 353-358.
- Baker, V. R. (2004b): «Megageomorphology». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 662-665.



- Baker, V. R. (2006): «Paleoflood hydrology in a global context. *Catena*, 66, 161-168.
- Baker, V. R. (Ed.) (1981b): *Catastrophic Flooding. The Origin of the Channeled Scabland*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, 360 págs.
- Baker, V. R. (Ed.) (2001): «Extraterritorial Geomorphology». *Geomorphology*, 37, 175-352.
- Baker, V. R., y Bunker, R. C. (1985): «Cataclysmic late Pleistocene flooding from glacial Lake Missoula: A review». *Quaternary Science Reviews*, 4, 1-41.
- Baker, V. R., y Costa, J. E. (1987): «Flood power». En: Mayer, L., y Nash, D. (Eds.): *Catastrophic Flooding*. Allen and Unwin. London, 1-24.
- Baker, V. R., y Twidale, C. R. (1991): «The reenchantment of geomorphology». *Geomorphology*, 4, 73-100.
- Baker, V. R.; Benito, G., y Rudey, A. N. (1993): «Paleohydrology of Late Pleistocene superflooding, Altay Mountains, Siberia». *Science*, 259, 348-350.
- Baker, V. R.; Craig Kochel, R., y Patton, P. C. (1988) (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley. New York, 503 págs.
- Baker, V. R.; Kochel, R. C.; Laity, J. E., y Howard, A. D. (1990): «Spring sapping and valley network development». En: Higgins, C. G., y Coates, D. R. (Eds.): *Groundwater Geomorphology*. Geological Society of America Special Paper 252, 235-265.
- Baker, V. R.; Webb, R. H., y Kyle House, P. (2002): «The scientific and societal value of paleoflood hydrology». En: Kyle House, P.; Webb, R. W.; Baker, V. R., y Levish, D. R. (Eds.): *Ancient Floods, Modern Hazards. Principles and Applications of Paleoflood Hydrology*. American Geophysical Union. Washington, 1-19.
- Bakker, J. P. (1965): «A forgotten factor in the interpretation of glacial stairways (An old question; new problems)». *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF, 9, 18-34.
- Bakker, J. P. (1967): «Weathering of granites in different climates». En: Macar, P. (Ed.): *L'Evolution des Versants*. Congrès et Colloque Université Liège, 40, 51-68.
- Bakker, J. P., y Levelt, Th. W. M. (1964): «An inquiry into the probability of a polyclimatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period. *Publication Service Carte Géologique, Luxembourg*, 14, 27-75.
- Bakker, Th. W.; Jungerius, P. D., y Klinj, J. A. (Eds.) (1990): *Dunes of the European Coast: Geomorphology-Hydrology-Soils*. Catena Supplement 19, 223 págs.
- Balazs, D. (1973): «Relief types of tropical karst areas». En: Jakucs, L. (Ed.): *Symposium of Karst-Morphogenesis*. Attila Joseph University. Szeged, 16-32.
- Ballantyne, C. K., y Kirkbride, M. P. (1987): «Rockfall activity in upland Britain during the Loch Lomond stadial». *Geographical Journal*, 153, 153, 86-92.
- Balling, R. C., y Wells, S. G. (1990): «Historical rainfall patterns and arroyo activity within the Zuni River drainage basin, New Mexico». *Annals Association American Geographers*, 80, 603-617.
- Bamber, J. L., y Kwok, R. (2004): «Remote-sensing techniques». En: Bamber, J. L., y Payne, A. J. (Eds.). *Mass Balance of the Cryosphere*. Cambridge University Press. Cambridge, 59-113.
- Banner, J. L. (2004): «Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy». *Earth-Science Reviews*, 65, 141-194.
- Banuri, T., y Weyant, J. (Coord.) (2001): «Setting the Stage: Climate Change and Sustainable Development». *Climate Change 2001. Mitigation*. Cambridge University Press. Cambridge, 73-114.
- Baños, C. J. (2002): «El desastre del huracán Mitch en Centroamérica». En: Ayala, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos Naturales*. Ariel. Barcelona, 797-799.
- Bárány-Kerei, I. (2004): «Bauxite deposits in karst». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 135-137.
- Barazangi, M., y Dorman, J. (1969): «World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961-1967». *Bulletin Seismological Society of America*, 59, 369-380.
- Barbary, J. P.; Maire, R., y Shouyuz, Z. (1991): *Grottes et Karsts Tropicaux de Chine Méridionale*. Karstologia, Mémoire n.º 4. Venissieux, 232 págs.
- Barbeau, J. (1961): «Morphologie du Quaternaire des abords orientaux du Lac Tchad». *Bulletin Institute Equatoriale Recherches Géologiques et Minières*, 14, 73-82.
- Barberi, F.; Carapezza, M. L.; Valenza, M., y Villari, L. (1993): «The control of lava flow during 1991-1992 eruption of Mt. Etna». *Journal Volcanology Research*, 56, 1-34.
- Barbier, R. (1967): «Nouvelles réflexions sur le problème des "pains de sucre" à propos d'observations dans le Tassili N'Ajjer (Algérie). *Travaux Laboratoire de Géologie. Faculté des Sciences de Grenoble*, 43, 15-21.
- Barch, D. (1977): «Eine abschätzung von schottproduktion und schutttransport in bereich activer blockgletscher der schweizer Alpen». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 28, 148-160.
- Bardossy, G. (1981): *Karst Bauxites*. Akadémiai Kiadó. Budapest, 480 págs.
- Bardossy, G., y Aleva, G. J. J. (1990): *Lateritic Bauxites*. Elsevier. Amsterdam, 624 págs.
- Barrère, P. (1964): «Le relief karstique dans l'ouest des Pyrénées centrales». *Revue Belge de Géographie*. Special Publication, Karst and Climats Froids, 88, 9-62.
- Barry, R. G. (1997): «Paleoclimatology, climate system processes and the geomorphic record». En: Stoddart, D. R. (Ed.): *Process and Form in Geomorphology*. Routledge. London, 187-214.
- Barry, R. G., y Chorley, R. J. (1987): *Atmosphere, Weather and Climate*. Methuen. London.
- Barsch, D. (1977a): «Eine abschätzung von schottproduktion und schutttransport in bereich activer blockgletscher der schweizer Alpen». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 28, 148-160.
- Barsch, D. (1977b): «Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in the alpine permafrost environments». *Earth Surface Processes*, 2, 231-245.
- Barsch, D. (1988): «Rockglaciers». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 69-90.
- Barsch, D. (1990): «Geomorphology and geoecology». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 79, 39-49.
- Barsch, D. (1996): *Rock Glaciers*. Springer. Berlin, 331 págs.
- Barsch, D., y Caine, N. (1984): «The nature of mountain geomorphology. *Mountain Research and Development*, 4, 287-298.
- Barsch, D., y Hell, G. (1975): «Photogrammetrische bewegungsmessungen am blockgletscher Murtèl Oberengadin, Schweiz



- zer Alpen». *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 111-142.
- Barsch, D., y Liedtke, H. (Eds.) (1985) *Geomorphological Mapping in the Federal Republic of Germany*. Berliner. Geographische Abhandlungen, H. 39, Berlín, 89 págs.
- Barth, M. C., y Titus, J. G. (1984): *Greenhouse Effect and Sea Level-Rise. A Challenge for this Generation*. Van Nostrand Reinold. New York, 325 págs.
- Bashenina, N. W. et al. (1971): *Legend to the International Geomorphological Map of Europe 1:2.500.000*. Institute of Geography. Brno, 30 págs.
- Bashenina, N. W.; Gellert, J. F.; Joly, F.; Klimaszewski, M., y Scholz, E. (1968): «Project of the unified key to the detailed geomorphological map of the world. *Folia Geographica*, II, 7-40.
- Bashenina, N. W.; Leontiev, O. K.; Simonov, J. G.; Wyskrebenceva, W. S., y Zaruckaja, J. P. (1960): *Legend of the Geomorphological Map of the Soviet Union at 1:50.000-1:25.000*. Dpto. Geography. University of Moscow (reeditado en 1962 con resumen en francés).
- Batalla, R. J., y Balasch, J. C. (2001): «Interpretación hidrográfica y sedimentaria de la rotura de la balsa de San Juan (Altorricon, Huesca). *Cuaternario y Geomorfología*, 15, 109-123.
- Bateman, A. M. (1950): *Economic Mineral Deposits*. Wiley. New York.
- Bateman, M. D., y Díez, A. (1999): «Thermoluminescence dates and palaeoenvironmental information of the Quaternary sand deposits, Tierra de Pinares. *Catena*, 34, 277-291.
- Bauer, F. (1962): «Nacheiszeitliche karsformen in de Österreichischen kalkhochalpen». *Proceedings 2nd International Congress of Speleology*. Bari-Lecce-Salerno, 1, 299-329.
- Baulig, H. (1938): «Questions de terminologie. Conséquent, subséquent, obséquent». *Journal of Geomorphology*, 224-229 págs.
- Baulig, H. (1940): «Le profile d'équilibre des versants». *Annales de Géographie*, 49, 81-97.
- Baulig, H. (1957): «Peneplains and pediplains». *Bulletin of the Geological Society of America*, 68, 913-920.
- Baulin, V. V., y Danilova, N. S. (1984): «Dynamics of Late Quaternary permafrost in Siberia». En: Velichko, A. A. (Ed.): *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*. Longman. London, 69-78.
- Baumer, M. (1990): *Agroforestry and Desertification. Technical Centre for Agricultural and Rural Cooperation*. Wageningen, 249 págs.
- Beaty, C. B. (1974): «Debris flow, alluvial fans and a revitalized catastrophism». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band*, 21, 39-51.
- Baumont, P. (1978): «Man's impact on river systems: a worldwide review. *Area*, 10, 38-41.
- Baumont, P. (1993): *Drylands. Environmental Management and Development*. Routledge. London, 536 págs.
- Beck, B. F. (2005): «Soil piping and sinkhole failures». En: Culver, D. C., y White, B. W. (Eds.): *Encyclopedia of Caves*. Elsevier. Amsterdam, 521-526.
- Beckinsale, R. F., y Chorley, R. J. (1968): «Geomorphology, History of». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, 410-415.
- Beckinsale, R. F., y Chorley, R. J. (1991): *The History of the Study of Landforms on the Development of Geomorphology*. Vol. 3: *Historical and Regional Geomorphology 1890-1950*. Routledge. London, 496 págs.
- Beddows, P. A. (2004): «Yucatán phreatic, Mexico». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 786-788.
- Begin, A. B., y Schumm, S. A. (1984): «Gradational thresholds and landforms singularity: significance for Quaternary studies». *Quaternary Research*, 21, 267-274.
- Belikov, B. P.; Zaleski, B. V.; Rozanov, Y. A.; Sanina, E. A., y Timchenko, I. P. (1967): «Methods of studying the physico-chemical properties of rocks». En: *Physical and Mechanical Properties of rocks. Israel Program for Scientific Translations*. Jerusalem, 1-58.
- Bender, M.; Sowers, T.; Dickson, M. L.; Orchado, J.; Grooters, P.; Mayewski, P. A., y Meese, D. A. (1994): «Climate connection between Greenland and Antarctica during the last 100.000 yr». *Nature*, 372, 663-666.
- Benedict, J. B. (1970): «Frost cracking in the Colorado Front Range». *Geografiska Annaler*, 52, 87-93.
- Benito, G. (1987): «Karstificación y colapsos kársticos en los yesos del sector de la Depresión del Ebro». *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 61-76.
- Benito, G. (1997): «Energy expenditure and geomorphic work of the cataclysmic Missoula flooding in the Columbia River George, USA». *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 457-472.
- Benito, G. (2002): «La paleohidrología en el análisis de inundaciones». En: Ayala, F. J., y Olcina, J. (Coor.). *Riesgos Naturales*. Ariel Ciencia. Barcelona, 953-967.
- Benito, G. (2003): «Paleoflood in Europe». En: Thorndycraft, V. R.; Benito, G.; Barriendos, M., y Llasat, M. C. (Eds.): *Paleofloods, Historical Data and Climatic Variability. Applications on Flood Risk Assessment*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 19-24.
- Benito, G., y Gutiérrez, M. (1988): «Karst in gypsum and its environmental impact on the Middle Ebro Basin, Spain». *Environmental Geology and Water Sciences*, 12, 107-111.
- Benito, G., y Pérez del Campo, P. (1991): «Sinkhole evolution in alluvial deposits within the Central Ebro Basin, Northeast Spain». En: Johnson, A. I. (Ed.): *Land Subsidence*. International Association of Hydrological Sciences, 200, 323-331.
- Benito, G., y Thorndycraft, V. R. (2004b): «Use of systematic paleoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation: an introduction». En: Benito, G., y Thorndycraft, V. A. (Eds.): *Systematic, Paleoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 5-14.
- Benito, G., y Thorndycraft, V. R. (Eds.) (2004a): *Systematic, Paleoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation: Methodological Guidelines*. Centro de Ciencias Ambientales. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 115 págs.
- Benito, G.; Baker, V., y Gregory, K. (Eds.) (1998b): *Paleohydrology and Environmental Change*. Wiley. Chichester, 353 págs.
- Benito, G.; Gordeck, T., y Enzel, Y. (1998c): «The geomorphic and hydrologic impacts in the catastrophic failure of flood-control-dams during the 1996-Biescas flood (Central Pyrenees, Spain)». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 42, 417-437.
- Benito, G.; Gutiérrez, M., y Sancho, C. (1993b): «The influence of physico-chemical properties on erosion processes in ba-



- dland areas, Ebro basin, NE-Spain». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 37, 199-214.
- Benito, G.; Machado, M. J., y Sancho, C. (1993a): «Sandstone weathering processes damaging prehistoric rock paintings at the Albarracín Cultural Park, NE Spain». *Environmental Geology*, 22, 71-79.
- Benito, G.; Machado, M. J.; Pérez-González, A., y Sopena, A. (1996): «Paleoflood analysis of the Tagus River in the El Puente del Arzobispo». En: Benito, G.; Pérez-González, A.; Machado, M. J., y Alba, S. de (Eds.): *Paleohydrology in Spain*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 335-347.
- Benito, G.; Pérez del Campo, P.; Gutiérrez-Elorza, M., y Sancho, C. (1995): «Natural and human induced sinkholes in gypsum terrain and associated environmental problems in NE Spain». *Environmental Geology*, 25, 156-164.
- Benito, G.; Pérez-González, A.; Gutiérrez, F., y Machado, M. J. (1998a): «River response to Quaternary subsidence due to evaporite solution (Gállego River, Ebro Basin, Spain)». *Geomorphology*, 22, 243-263.
- Benito, G.; Pérez-González, A.; Gutiérrez, F., y Machado, M. J. (2000): «Geomorphological and sedimentological features in Quaternary fluvial system affected by solution-induced subsidence in the Ebro Basin, NE Spain». *Geomorphology*, 33, 209-224.
- Benito, G.; Rico, M.; Díez Herrero, A.; Sánchez-Moya, Y.; Sopena, A., y Thorndycraft, V. R. (2004d): «Hidrología de paleocrecidas y seguridad de presas». En: Benito, G. y Díez Herrero, A. (Eds.): *Riesgos Naturales y Antrópicos en Geomorfología* (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo). Madrid, 89-98.
- Benito, G.; Thorndycraft, V. R.; Enzel, Y.; Sheffer, N. A.; Rico, M.; Sopena, A., y Suárez-Moya, Y. (2004c): «Paleoflood data collection and analysis». En: Benito, G., y Thorndycraft, V. A. (Eds.): *Systematic Palaeoflood and for the improvement of flood risk estimation: Methodological Guidelines*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 15-27.
- Benito-Calvo, A., y Pérez-González, A. (2007): «Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain)». *Geomorphology*, 88, 226-241.
- Benn, D. I. (1995): «Fabric signature of subglacial till deformation Bredamerkurjökull, Iceland». *Sedimentology*, 42, 735-747.
- Benn, D. I. (2006): «Glaciers. *Progress in Physical Geography*, 30, 432-442.
- Benn, D. I., y Evans, D. J. A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. Arnold. London, 734 págs.
- Benson, L. V. (1978): «Fluctuation in the level of pluvial Lake Lahotan during the last 40.000 years». *Quaternary Research*, 9, 300-318.
- Benson, L. V., y Paillet, F. L. (1989): «The use of total lake-surface area as an indicator of climatic change: examples from the Lahotan Basin». *Quaternary Research*, 32, 262-275.
- Benson, R. C., y Kaufmann, R. D. (2001): «Characterization of a highway sinkhole within the gypsum karst of Michigan». En: Beck, B. F., y Herring, J. G. (Eds.): *Geotechnical and Environmental Applications of Karst Geology and Hydrology*. Balkema. Lisse, 103-109.
- Bentley, C. R. (2004): «Mass balance of the Antarctic ice sheet: observational aspects». En: Bamber, J.L. y Payne, A.J. (Eds.). *Mass Balance of the Cryosphere*. Cambridge University Press. Cambridge, 459-489.
- Berglund, B. E. (Ed.) (1986): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Wiley. Chichester, 869 págs.
- Berry, L., y Ruxton, B. P. (1959): «Notes on weathering zones and soils on granite rocks in two tropical regions». *Journal Soil Science*, 10, 54-73.
- Besler, H. (1982): «The north-eastern Rub'al Khali within the borders of the United Arab Emirates». *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 26, 495-505.
- Besler, H. (1992): *Geomorphologie der Ariden Gebiete*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft. Darmstadt, 180 págs.
- Bettis, E. A.; Muhs, D. R.; Roberts, H. M., y Wintle, A. G. (2003): «Last Glacial loess in the conterminous USA». *Quaternary Science Reviews*, 22, 1907-1946.
- Beven, K., y Carling, P. (1989): *Floods. Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*. Wiley. Chichester, 290 págs.
- Bezuidenhout, C. A., y Enslin, J. F. (1970): «Surface subsidence and sinkholes in the dolomitic area of the Far West Rand, Transvaal. Republic of South Africa». *Land Subsidence*. International Association of Hydrological Sciences, 49, 482-495.
- Bickerton, R. W., y Mathews, J. A. (1992): «On the accuracy of lichenometric dates: an assessment based on the "little ice age" moraine sequence of Nigardsbreen, southern Norway». *Holocene*, 2, 227-237.
- Bierman, J. y Caffrey (2001): «Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, southern Africa». *American Journal of Science*, 301, 326-358.
- Bierman, P. R. (1994): «Using *in situ* produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: a review from the geomorphic perspective». *Journal of Geophysical Research*, 99, 13885-13896.
- Biese, W. (1931): «Über höhlenbildung: I. Teil Entstehung der gypshöhlen am südl. Harzrand und am kyffhäuser. *Abh. Preuss. Geol. Landsamt*, N. F. H. 137.
- Bigarella, J. J., y Andrade, G. O. de (1965): «Contribution to the study of the Brazilian Quaternary». *Geological Society of America*, Special Paper, 84, 435-451.
- Bigarella, J. J., y Becker, R. D. (Eds.) (1975): «International Symposium on the Quaternary. *Boletim Paranaense de Geociências*, 33.
- Bigarella, J. J.; Mousinho, M. M., y Da Silva, J. X. (1969): «Processes environments of the Brazilian Quaternary». En: Péwé, T. L. (Ed.): *The Periglacial Environment*. McGill-Queen's University Press. Montreal, 417-487.
- Bigg, G. (1985): *The Oceans and Climate*. Cambridge University Press. Cambridge, 273 págs.
- Bigg, G. (2003): *The Oceans and Climate*. Cambridge University Press. Cambridge, 273 págs.
- Bintliff, J. L. (1982): «Paleoclimatic modelling of environmental changes in the East mediterranean region since the last glaciation». En: Bintliff, J. L., y Van Zeist, W. (Eds.): *Paleoclimates, Paleoenvironments and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region Later Prehistory*. B. A. R. 485-527.
- Bird, E. (2000): *Coastal Geomorphology. An Introduction*. John Wiley. Chichester, 322 págs.
- Bird, E. C. F. (1985): *Coastline changes*. Wiley-Interscience. Chichester.



- Bird, E. C. F. (1996): *Beach Management*. Wiley. Chichester, 281 págs.
- Bird, M. I., y Chivas, A. R. (1988): «Oxygen isotope dating of the Australian regolith». *Nature*, 331, 513-516.
- Birkeland, P. W. (1974): *Pedology, Weathering and Geomorphology*. Oxford University Press. New York, 285 págs.
- Birkeland, P. W. (1984): *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press. New York, 372 págs.
- Biro, P. (1949a): *Essai sur Quelques Problèmes de Morphologie Générale*. Instituto para a Alta Cultura. Centro de Estudos Geográficos. Lisboa, 176 págs.
- Biro, P. (1949b): *Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional*. Rapport de la Commission pour la Cartographie des Surfaces d'Aplanissement, Union Géographique Internationale. Congrès International de Géographie. Lisboa, 9-116.
- Biro, P. (1954): «Problèmes de morphologie karstique». *Annales de Géographie*, 63, 161-192.
- Biro, P. (1955): *Les Méthodes de la Morphologie*. Presses Universitaires de France. Paris, 177 págs.
- Biro, P. (1958): «Les dômes cristallins». *Mémoires et Documents*, CNRS, 6, 8-34.
- Biro, P. (1959): *Precis de Géographie Physique Générale*. Lib. Armand Colin. Paris. (Trad. Esp. A. Gómiz, Ed. Vicens-Vives, Barcelona, 475 págs.).
- Biro, P. (1960): *Le Cycle d'Erosion sous les Différents Climats*. Centro de Pesquisas de Geografia do Brasil. Faculdade Nacional de Filosofia. Rio de Janeiro, 137 págs.
- Biro, P. (1966): *Le Relief Calcaire*. Centre de Documentation Universitaire. Paris, 238 págs.
- Biro, P. (1968): *Contribution à l'Étude de la Désagrégation des Roches*. Centre de Documentation Universitaire. Paris, 232 págs.
- Biro, P. (1973): *Géographie Physique Générale de la Zone Intertropicale*. Centre de Documentation Universitaire. Paris, 280 págs.
- Biro, P. (1978): «Evolution des conceptions sur la genèse des inselbergs». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band*, 31, 42-63.
- Biro, P., y Dresch, J. (1966): «Pédiments et glaciers l'Ouest des États-Unis». *Annales de Géographie*, 411, 513-552.
- Biro, P., y Solé, L. (1954a): «Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique». *Mémoires et Documents du Centre National de la Recherche Scientifique*, 4, Paris, 9-61.
- Biro, P., y Solé, L. (1954b): *Investigaciones sobre la Morfología de la Cordillera Central Española*. Instituto Juan Sebastián Elcano. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 87 págs.
- Biro, P.; Henin, S.; Guillien, J., y Delvert, J. (1968): *Contributions à l'étude de la désagrégation des roches cristallines*. Centre de Documentation Universitaire. Paris, 232 págs.
- Bisci, C.; Dramis, F., y Sorriso-Valvo, M. (1996): «Rock Flow (Sackung)». En: Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, R., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 150-160.
- Bishop, A. W. (1973): «The stability of tips and spoil heaps». *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 6, 335-376.
- Bishop, A. W.; Hutchinson, J. N.; Penman, A. D. M., y Evans, H. E. (1969): «Geotechnical investigations into the causes and circumstances of the disaster of 21 October 1960». A selection of technical reports submitted to the Aberfan Tribunal, Welsh Office. London HMSO.
- Björnsson, H. (1979): «Glaciers in Iceland», *Jökull*, 29, 74-80.
- Björnsson, H. (1992): «Jökulhlaups in Iceland: Prediction, characteristics and simulation». *Annals of Glaciology*, 18, 95-106.
- Black, R. F., y Barksdale, W. L. (1949): «Oriented lakes of Northern Alaska». *Journal of Geology*, 57, 105-118.
- Blackwelder, E. (1925): «Exfoliation as a phase of rock weathering». *Journal of Geology*, 33, 793-806.
- Blackwelder, E. (1928): «Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains». *Bulletin of the Geological Society of America*, 39, 465-484.
- Blackwelder, E. (1931): «Desert plains». *Journal of Geology*, 39, 133-140.
- Blackwelder, E. (1933): «The insolation hypothesis of rock weathering». *American Journal of Science*, 152, 97-113.
- Blackwell, P. G.; Back, C. E., y Reimer, P. J. (2006): «Important features of the new radiocarbon calibration curves». *Quaternary Science Reviews*, 25, 408-413.
- Blaikie, P.; Cannon, T.; Davis, I., y Wisner, B. (1994): *At Risk. Natural Hazards, People's Vulnerability and Disaster*. Routledge. London, 284 págs.
- Blair, R. W. (1986): «Karst landforms and lakes». En: Short, N. M., y Blair, R. W. (Eds.): *Geomorphology from Space. A Global Overview of Regional Landforms*, NASA. Washington, 407-446.
- Blair, T. C. (1987): «Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado». *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 1-18.
- Blair, T. C., y McPherson, J. G. (1994a): «Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages». *Journal of Sedimentary Research*, A64, 450-489.
- Blair, T. C., y McPherson, J. G. (1994b): «Alluvial fans processes and forms». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman and Hall. London, 354-402.
- Blake, D. H., y Pajmans, J. K. (1973): «Landforms types of eastern Papua and their associated characteristics. Land Res. Ser. CSIRO Aust.; 32, 1-21.
- Bland, W., y Rolls, D. (1998): *Weathering: An Introduction to the Scientific Principles*. Arnold. London, 271 págs.
- Blázquez, R. (2001): «Diseño sismorresistente de edificaciones y obras públicas. Normas sísmicas». En: Capote, R., y Martínez-Díaz, J. J. (Eds.): *El Riesgo Sísmico. Prevención y Seguro*. Consorcio de Compensación de Seguros. Madrid, 179-197.
- Blissenbach, E. (1952): «Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans». *Journal of Sedimentary Petrology*, 22, 25-28.
- Blissenbach, E. (1954): «Geology of alluvial fans in semiarid regions». *Bulletin of Geological Society of America*, 65, 175-190.
- Bloom, A. L. (1978): *Geomorphology. A Systematic Analysis of Late Cenozoic*. Prentice Hall. New Jersey, 510 págs.
- Blount, C. W., y Dickson, F. W. (1973): «Gypsum-anhydrite equilibria in systems  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  y  $\text{CaCO}_3\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ ». *American Mineralogist*, 58, 323-331.
- Blume, H., y Barth, H. K. (1972): «Rampenstufen und Schuttrampen als Abtragungsformen in ariden Schichtstufenlandschaften». *Erkunde*, 26, 108-116.



- Blümel, W. D. (1981): *Pedologische und geomorphologische Aspekte der Kalkkrustenbildung in Südwestafrika und Südspanien*. Karlsruher Geographische Hefte, 10, 228 págs.
- Blümel, W. D. (1982): «Calcretes in Namibia and SE Spain-relations to substratum, soil formation and geomorphic factors. *Catena Supplement*, 1, 67-95.
- Boast, R. (1990): «Dambos: a review. *Progress in Physical Geography*, 14, 153-177.
- Boer, M. M., y de Groot, R. S. (1990): *Landscape-ecological impact of climatic change*. IOS Press. Amsterdam, 429 págs.
- Bögli, A. (1956): «Grundformen von Karsthöhlenquerschnitten. *Stalactite*, 6, 56-62.
- Bögli, A. (1960): «Kalklösung und Karrenbildung». *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 2, 4-21.
- Bögli, A. (1964): «Mischungskorrosion-ein Beitrag zur Verkarstungsproblem. *Erdkunde*, 18, 83-92.
- Bögli, A. (1980): *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer. Berlin, 270 págs.
- Boix-Fayos, C.; Barberá, G. G.; López-Bermúdez, F., y Castillo, V. M. (2007): «Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain)». *Geomorphology*, 91, 103-123.
- Bolt, A. B. (1999): *Earthquakes*. Freeman. New York, 366 págs.
- Bolt, B. A.; Horn, W. L.; Macdonald, G. A., y Scott, R. F. (1975): *Geological Hazards. Earthquakes, Tsunamis, Volcanoes, Avalanches, Landslides, Floods*. Springer, Berlin, 328 págs.
- Bonacci, O. (1987): *Karst Hydrology with Special Reference to the Dinamic Karst*. Springer. Berlin, 184 págs.
- Bonacci, O. (2004): «Poljes». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 599-560.
- Bonacci, O., y Zivaljevic, R. (1993): «Hydrological explanation of the flow in the karst: example of the Crnojevica spring». *Journal of Hydrology*, 146, 405-419.
- Bond, G. C.; Showers, W.; Cheseby, M.; Lotti, R.; Almasi, P.; de Menocal, P.; Priore, P.; Cullen, P.; Hajdas, I., y Bonani, G. (1997): «A pervasive millennial-scale in North Atlantic Holocene and glacial climates». *Nature*, 278, 1.257-1.266.
- Bond, G. C.; Showers, W.; Elliot, M.; Evans, M.; Lotti, R.; Hajdas, I.; Bonani, G., y Johnson, S. (1999): «The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm, relation to Heinrich Events. Dansgaard/Oeschger cycles and Little Ice Age». En: Clerk, P. U.; Webb, R. S.; Keigwin, L. D. (Eds.): *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*. American Geophysical Union. Washington, 35-58.
- Bond, G.; Broecker, W.; Johnsen, S.; McManus, J.; Labeyrie, L.; Jozuel, J., y Bonani, G. (1993): «Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice». *Nature* 365, 143-147.
- Bond, G.; Kromer, B.; Beer, J.; Muscheler, R.; Evans, M. N.; Showers, W.; Hoffman, S.; Lotti-Bond, R.; Hafdas, I., y Bonani, I. (2001): «Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene». *Science*, 294, 2.130-2.136.
- Bondurant, D. C. (1951): «Sedimentation studies at Conchas Reservoir in New Mexico». *Transactions American Society Civil Engineers*, 116, 1292-1295.
- Bonython, C. W., y Mason, R. (1953): «The filling and drying of Lake Eyre». *Geographical Journal*, 119, 321-330.
- Boothroyd, J. C., y Nummedal, D. (1978): «Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits». En: Miall, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. Canada Society Petroleum Geology, Memoire 5. Calgary, 641-668.
- Borcherdt, R. D. (1975) (Ed.): «Studies of seismic zonation of the San Francisco Bay region». *United States Geological Survey Professional Paper*, 941A, 102 págs.
- Bordonau, J. (1992): *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ediciones. Logroño, 251 págs.
- Bordonau, J. (1993): «The Upper Pleistocene ice-lateral till complex of Cerler (Ésera Valley, central Southern Pyrenees: Spain)». *Quaternary International*, 18, 5-14.
- Bordonau, J., y Vilaplana, J. M. (1986): «Géomorphologie et tectonique récente dans le Val d'Aran (zone axiale des Pyrénées Centrales (Espagne))». *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 27, 303-310.
- Borgati, L., y Soldati, M. (2005): «Fenomeni Franosì». En: Panizza, M. (Ed.): *Manuale de Geomorfologia Applicata*. FrancoAngeli. Milano, 88-123.
- Borja, F.; Zazo, C.; Dabrio, C. J.; Díaz del Olmo, F.; Goy, J. L., y Lario, J. (1999): «Holocene eolian facies and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain». *The Holocene*, 9, 333-339.
- Born, S. M., y Ritter, D. F. (1970): «Modern terrace development near Pyramid Lake, Nevada, and its geologic implications». *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1.233-1.242.
- Bornand, M. (1979): «Application de la méthode des bilans à l'étude de l'évolution pédologique des terrasses alluviales. Las des cailloutis fluvioglaciaires de la moyenne vallée du Rhône». *Bulletin de l'Association française pour l'étude du sol*. Science du sol. Versailles, 2-3, 281-299.
- Bornhardt, W. (1900): *Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Afrikas*. Reimer, Berlin.
- Bott, M. H. P. (1982): *The Interior of the Earth, its Structure, Constitution and Evolution*. Arnold. London.
- Boulangé, B., y Millot, G. (1988): «La distribution des bauxites sur le craton Ouest-Africain». *Bulletin des Sciences Géologiques*, 41, 113-123.
- Boulton, G. S. (1970a): «On the origin and transport of englacial debris in Svalbard Glaciers». *Journal of Glaciology*, 9, 213-229.
- Boulton, G. S. (1970b): «On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers». *Journal of Glaciology*, 9, 231-245.
- Boulton, G. S. (1971): «Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen». En: Goldthwait, R. P. (Ed.): *Till: A Symposium*, Ohio State University Press. Columbus, 41-72.
- Boulton, G. S. (1972): «Modern arctic glaciers as depositional models for former ice sheets». *Journal of the Geological Society of London*, 128, 361-393.
- Boulton, G. S. (1974): «Processes and patterns of glacial erosion». En: Coates, D. R. (Ed.): *Glacial geomorphology*, State University of New York. Binghamton, 41-87.
- Boulton, G. S. (1975): «Processes and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical approach». En: Wright, A. E., y Moseley, E. (Eds.): *Ice Ages: Ancient and Modern*. Seel House Press. Liverpool, 7-42.
- Boulton, G. S. (1976): «The origin of glacially fluted surfaces-observation and theory». *Journal of Glaciology*, 17, 287-309.
- Boulton, G. S. (1978): «Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis». *Sedimentology*, 23, 15-37.



- Boulton, G. S. (1982): «Subglacial processes and the development of glacial bedforms». En: Davidson-Arnott, R.; Nickling, W., y Fahey, B. D. (Eds.): *Research in Glacial, Glacio-Fluvial and Glacio-Lacustrine Systems*. GeoBooks, 1-31. Norwich.
- Boulton, G. S. (1987): «A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation». En: Menzies, J., y Rose, J. (Eds.): *Drumlin Symposium*. Balkema. Rotterdam, 25-80.
- Boulton, G. S. (1993): «Ice ages and climatic change». En: Duff, D. (Ed.): *Holmes' Principles of Physical Geology*. Chapman and Hall. London, 439-469.
- Boulton, G. S. (2006): «Glaciers and their coupling with hydraulic and sedimentary processes». En: Knight, P. G. (Ed.): *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell. Maldon, 3-22.
- Boulton, G. S., y Vivian, R. (1973): «Underneath the glaciers». *Geographical Magazine*, 45, 311-319.
- Boulton, G. S.; Lunn, R.; Vidstrand, P., y Latsepín, (2007): «Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: part II-theory and simulation of a modern system». *Quaternary Science Reviews*, 26, 1091-1105.
- Bousquet, J. C. (1979): «Quaternary strike-slip faults in southern Spain». *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Bovis, M. J. (1982): «Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia». *Geological Society of America Bulletin*, 93, 804-812.
- Bowen, N. L. (1928): *The Evolution of Igneous Rocks*. Dover Publications. New York, 332 págs.
- Bowler, J. M. (1973): «Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance». *Earth Science Reviews*, 9, 315-338.
- Bowler, J. M. (1986): «Spatial variability and hydrologic evolution of Australian lake basins: analogue for Pleistocene hydrologic change and evaporite formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54, 21-41.
- Bowler, J. M., y McGee, J. W. (1978): «Geomorphology of the Malle region in semiarid northern Victoria and Western New South Wales». *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 90, 5-20.
- Bowley, W. W., y Burghardt, M. D. (1971): «Thermodynamics and stones, EOS». *American Geophysical Union Transactions*, 52, 4-7.
- Bowyer-Bower, T. A. S., y Bryan, R. B. (1986): «Rill initiation: concepts and evaluation on badland slopes». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 59, 161-175.
- Boyé, M. (1949): «Importance du défongage périglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires». *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 229, 723-724.
- Boyé, M., y Frisch, P. (1973): «Dégagement artificiel d'un dôme cristallin au Sud-Cameroun. *Travaux et Documents du Géographie Tropical, Bordeaux*, 8, 31-62.
- Boyle, R. W. (1979): «The geochemistry of gold and its deposits». *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, 280, 584 págs.
- Brabb, E. E. (1989): «Landslides: Extent and economic significance in the United States». En: Brabb, E. E., y Harrod, B. L. (Eds.): *Landslide: Extent and Economic Significance*. Balkema. Amsterdam, 25-50.
- Bradley, R. S. (1985): *Quaternary Paleoclimatology: Methods of Paleoclimatic Reconstruction*. Allen and Unwin. Boston. Massachussets.
- Bradley, W. C. (1963): «Large-scale exfoliation in massive sandstones of the Colorado Plateau». *Bulletin of the Geological Society of America*, 74, 519-528.
- Bradley, W. C.; Hutton, J. T., y Twidale, C. R. (1978): «Role of salts in development of granitic tafoni, South Australia». *Journal of Geology*, 86, 647-654.
- Brakenridge, G. R., y Shuster, J. (1986): «Late Quaternary geology and geomorphology in relation to archaeological site locations, southern Arizona». *Journal of Arid Environments*, 10, 225-239.
- Brammer, H. (1990): «Floods in Bangladesh: I». *Geographical background to the 1987 and 1988 floods. The Geographical Journal*, 156, 12-22.
- Brand, E. W. (1989): «Occurrence and significance of landslides in southeast Asia». En: Brabb, E. E., y Harrod, B. L. (Eds.): *Landslides: Extent and Economic Significance*. Balkema. Rotterdam, 303-324.
- Brand, E. W.; Premchitt, J., y Phillipson, H. B. (1985): «Relationship between rainfall and landslides in Hong Kong». En: *IV International Symposium on Landslides*. Toronto, 1984. Vol. 1, 377-384.
- Bravo, T. (1964a): «El volcán y el país de la Corona. La "Cueva de los Verdes" y los "Jameos"». *Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote*. Arrecife (Lanzarote). (Islas Canarias), 31 págs.
- Bravo, T. (1964b): «Estudio geológico y petrográfico de la isla de La Gomera. *Estudios Geológicos*, 20, 1-57.
- Breed, C. S., y Grow, T. (1979): «Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing». En: McKee, E. D. (Ed.): *A Study of Global Sand Seas*. United States Geological Survey, Professional Paper, 1.052, 253-303. Washington.
- Breed, C. S.; McCauley, J. F., y Davis, P. A. (1987): «Sand sheets of the eastern Sahara and ripple blankets on Mars». En: Frostick, L. E., y Reid, I. (Eds.): *Desert Sediments, Ancient and Modern*. Blackwell. Oxford, 337-360.
- Breed, C. S.; McCauley, J. F., y Whitney, M. I. (1989): «Wind erosion forms». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press. London, 284-307.
- Breed, C. S.; McCauley, J. F.; Whitney, M. I.; Tchakarian, V. P., y Laity, J. E. (1997): «Wind erosion in drylands». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. John Wiley. Chichester, 437-464.
- Bremer, H. (1971): «Flüsse, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. *Wuzburger Geographische Arbeiten*, 35, 194 págs.
- Bremer, H. (1983): «Albrecht Penck (1858-1945) and Walter Penck (1888-1923), two German geomorphologists». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27, 129-138.
- Bremer, H. (1985): «Soil and slope development in the wet zone of Sri Lanka». En: Douglas, I., y Spencer, T. (Eds.): *Environmental Change and Tropical Geomorphology*. Allen and Unwin. London, 295-302.
- Bremer, H. (1996): «Climatic, climatogenetic and tectonic geomorphology». En: McCann, S. B., y Ford, D. C. (Eds.): *Geomorphology sans Frontières*. Wiley. Chichester, 34-39.
- Bremmer, H. (2002): «Tropical weathering, landforms and geomorphological processes: field work and laboratory analysis». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 46, 273-291.
- Bretz, J. H. (1923): «The channelled scablands of the Columbia Plateau». *Journal of Geology*, 31, 617-649.



- Bretz, J. H. (1942): «Vadose and phreatic features of limestone caves». *Journal of Geology*, 50, 675-811.
- Bretz, J. H. (1969): «The Lake Missoula floods and the Channeled Scablands». *Journal of Geology*, 72, 505-543.
- Brice, J. C. (1964): «Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska». *United States Geological Survey Professional Paper*, 422D.
- Brice, J. C. (1975): «Airphoto interpretation of the form and behaviour of alluvial rivers». *Final Report for United States Army Research Office*.
- Brice, J. L. (1966): «Erosion and deposition in the loess mantled Great Plains, Medicine Creek Drainage Basin, Nebraska». *United States Geological Survey, Professional Paper* 350 H, 255-339.
- Brice, J. S., y Lunt, I. A. (2006): «Depositional models of braided rivers». En: Sambrook Smith, G. H.; Best, J. L.; Bristow, C. S., y Petts, G. E. (Eds.): *Braided Rivers. Process, Deposits, Ecology and Management*. Special Publication Number 36. International Association of Sedimentologists. Blackwell. Malden, 11-50.
- Bridge, J. S. (2003): *Rivers and Floodplains. Forms, Processes and Sedimentary Records*. Blackwell. Oxford, 491 págs.
- Briersley, G. J., y Fryirs, R. A. (2005): *Geomorphology of River Management: Applications of the River Styles Framework*. Blackwell. Oxford.
- Brimhall, G. H.; Lewis, C. J.; Ague, J. J.; Dietrich, W. E.; Hampel, J.; Teague, T., y Rix, C. (1988): «Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically nature aeolian dust». *Nature*, 333, 819-824.
- Bristow, C. S.; Bailey, S. D., y Lancaster, N. (2000): «The sedimentary structure of linear sand dunes». *Nature*, 406, 56-59.
- Bristow, Ch. (1987): «Anabranching river: channel migration and deposition». En: Ethridge, F.; Flores, R. M., y Harvey, M. (Eds.): *Recent Development in Fluvial Sedimentology*. Special Publication-Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 39, 63-74.
- Brodzikowski, K. and Van Loon, A. J. (1991): *Glacigenic Sediments*. Elsevier. Amsterdam, 674 págs.
- Broecker, W. S. (1994): «Massive iceberg discharges as triggers for global climate change». *Nature*, 372, 421-424.
- Broecker, W. S. (2006): «Abrupt climate change revisited». *Global Planetary Change*, 54, 211-215.
- Broecker, W. S., y Denton, G. H. (1990): «What drives glacial cycles». *Scientific American*, 43-50.
- Bromhead, E. N. (1979): «Factors affecting the transition between the various types of mass movement in coastal cliffs consisting largely of overconsolidated clay, with special reference to Southern England». *Quarterly Journal Engineering Geology*, 12, 291-309.
- Bromhead, E. N. (1986): *The Stability of Slopes*. Surrey University Press. New York, 374 págs.
- Brook, G. A., y Ford, D. C. (1976): «The Nahanni North karst: a question mark of the validity of the morphoclimatic concept of karst development». *Proceedings 6th International Congress of Speleology*, 2, 43-57.
- Brook, G. A., y Ford, D. C. (1978): «The origin of labyrinth and tower karst and the climatic conditions necessary for their development». *Nature*, 275, 493-496.
- Brooks, G. A. (1978): «A new approach to the study of inselberg landscapes». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 31, 138-160.
- Brosche, K. U. (1971): «Neue Beobachtungen zu vorzeitslichen periglazialerscheinungen in Ebrobecken». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 15, 107-114.
- Brosche, K. U. (1972): «Vorzeitliche Periglazialerscheinungen im Ebrobecken in der Umgebung von Zaragoza sowie ein Beitrag zur Ausdehnung von Schuttund Blockdecken in Zentral-und-W-Teil der Iberische Halbinsel». *Göttingen Geographische Abh.*; 60, 293-316.
- Brown, A. G. (2003): «Global environmental change and palaeohydrology of Western Europe: A review». En: Gregory, K. J., y Benito, G. (Eds.): *Palaeohydrology: Understanding Global Change*. Wiley. Chichester, 105-121.
- Brown, A. G.; Gregory, K. J., y Milton, E. J. (1987): «The use of Landsat multispectral scanner data for the analysis and management of flooding on the River Severn, England». *Environmental Management*, 11, 695-701.
- Brown, R. J. E. (1970): *Permafrost in Canada*. University of Toronto Press. Toronto, 234 págs.
- Brown, R. J. E. (1970): *Permafrost in Canada; its Influence on Northern Development*. University of Toronto Press. Toronto, 234 págs.
- Bruce, D. A. (2003): «Sealing of massive water inflows through karst by grouting». *America Society Civil Engineers Geotechnical Special Publication*, 122, 615-626.
- Brückner, W. D. (1955): «The mantle rock (laterite) of the Gold Coast and its origin». *Geologische Rundschau*, 43, 307-327.
- Brum Ferreira, A. de (1978): *Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia*. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, 4. Lisboa, 374 págs.
- Brunner, F. K., y Scheidegger, A. E. (1974): «Kinematics of a scree slope». *Revista Italiana di Geofisica*, 23, 89-94.
- Brunsdon, D. (1979): «Mass movement». En: Embleton, C., y Thornes, J. (Eds.): *Process in Geomorphology*. Arnold. London, 130-186.
- Brunsdon, D. (1980): «Applicable models of long term landform evolution». *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 36, 16-26.
- Brunsdon, D. (1984): «Mudslides». En: Brunsdon, D., y Prior, B. (Eds.): *Slope Instability*. Wiley. Chichester, 363-418.
- Brunsdon, D. (1990): «Tablets of stone: towards the Ten Commandments of geomorphology». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 79, 1-37.
- Brunsdon, D. (1993): «Mass movement; the research frontier and beyond: a geomorphological approach». *Geomorphology*, 7, 85-128.
- Brunsdon, D. (2004): «Relaxation time». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 839-840.
- Brunsdon, D., y Ibsen, M. L. (1996): «Mudslide». En: Dikau, A. Brunsdon, D. Shortt, L., y Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 103-119.
- Brunsdon, D., y Thornes, J. B. (1979): «Landscape sensitivity and change». *Transactions of the Institute of British Geographers*, 4, 463-484.
- Bryan, K. (1922): «Erosion and sedimentation in the Papago County, Arizona». *United States Geological Survey Bulletin*, 730, 19-90.
- Bryan, K. (1927): «Pedestal rocks formed by differential erosion». *United States Geological Survey Bulletin*, 790A, 1-15.
- Bryan, K. (1941): «Pre-Columbian agriculture in the southwest as conditioned by periods of alluviation». *Association American Geographers Annals*, 31, 219-242.



- Bryan, R. B. (1987): «Processes and significance of rill development. *Catena Supplement*, 8, 1-15.
- Bryan, R. B. (2004): «Raindrop impact, splash and wash». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 823-826.
- Bryan, R. B. y Yair, A. (1982): «Perspectives on studies of badland geomorphology». En: Bryan, R. B., y Yair, A. (Eds.): *Badland geomorphology and piping*. GeoBooks. Norwich, 1-12.
- Bryan, R. B., y Poesen, J. (1989): «Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development». *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 211-231.
- Bryan, R. B.; Yair, A., y Hodges, W. K. (1978): «Factors controlling the initiation of runoff and piping in Dinosaur Provincial Park badlands, Alberta, Canada». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 29, 151-168.
- Bryant, E. (1991): *Natural Hazards*. Cambridge University Press. Cambridge, 294 págs.
- Bryant, E. (1997): *Climate, Process and Change*. Cambridge University Press. Cambridge, 209 págs.
- Bryant, E. A. (2001): *Tsunami: Underreated Hazard*. Cambridge University Press. Cambridge, 320 págs.
- Bryant, R. G.; Sellwood, B. W.; Millington, A. C., y Drake, N. A. (1994): «Marine-like potash evaporite formation on a continental playa: case study from Chott el Djerid, southern Tunisia». *Sedimentary Geology*, 90, 269-291.
- Bryson, R. A., y Goodman, B. M. (1980): «Volcanic activity and climatic change». *Science*, 207, 1041-1044.
- Buchanan, F. (1807): *A Journey from Madras through the Countries of Mysore, Kahara and Malabar*. East Indian Company, Vol. 2, 436-461; 559; vol. 3, 66, 89, 251, 258, 378. London.
- Bucher, W. H. (1963): «Cryptoexplosion structures caused from without or within the Earth (Astroproblemes or Geoproblemes)». *America Journal of Science*, 261, 597-619.
- Buckman, R. C., y Anderson, R. E. (1979): «Estimation of fault scarp ages from scarp-height-slope-angle relationship». *Geology*, 7, 11-14.
- Budd, W. F.; Jenssen, D., y Radok, U. (1970): «The extent of basal melting in Antarctica». *Polarforschung*, 6, 293-306.
- Büdel, J. (1944): «Die morphologischen wirkungen des eiszeitklimas im glitocherfreien gebiet». *Geologische Rundschau*, 34, 482-519.
- Büdel, J. (1948): «Das system der klimatischen Geomorphologie». *Verhandlungen der Deutschen Geographentag*, 27, 69-100 (Traducción inglesa en Derbyshire, E. (Ed.) (1973): *Climatic Geomorphology*. Macmillan. London, 104-130).
- Büdel, J. (1951): «Die klimazonen des Eiszeitalters». *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1, 16-26. (Trad. Inglesa: *International Geology Review*, 1(9), 72-79, 1959).
- Büdel, J. (1957): «Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1, 201-228.
- Büdel, J. (1960): *Die Frostschott zone Südost Spitsbergen*. Colloquium Geographica, 6. Bonn, 105 págs.
- Büdel, J. (1963): «Klima-genetische Geomorphologie». *Geographische Rundschau*, 15, 269-285. (Traducción inglesa en Derbyshire, E. (Ed.) (1973): *Climatic Geomorphology*. Macmillan. London, 202-227.
- Büdel, J. (1965): «Die Relieftypen de Flachenspül-Zone Sud-Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras». *Colloquium Geographicum*, 8. Bonn, 100 págs.
- Büdel, J. (1968): «Geomorphology principles». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, 416-422.
- Büdel, J. (1970): «Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 14, 1-57.
- Büdel, J. (1977): *Klima-Geomorphologie*. Borntraeger. Berlín, 304 págs.
- Büdel, J. (1978): «Das Inselberg-Rumpfflächenrelief des heutigen Tropen und das Schicksal seiner fossilen Altformen in anderen Klimazonen». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 31, 79-110.
- Büdel, J. (1980): «Climatic and climatomorphic geomorphology». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 36, 1-8.
- Büdel, J. (1982): *Climatic Geomorphology* (transl. Fischer, L., y Busche, D.). Princeton University Press. Princeton, 443 págs.
- Budyko, M. I. (1982): *The Earth's Climate: Past and Future*. Academic Press. Orlando, 307 págs.
- Bull, W. B. (1963): «Alluvial fan deposits in Western Fresno County, California». *Journal of Geology*, 71, 243-251.
- Bull, W. B. (1964a): «Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California». *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 352 E, 89-125.
- Bull, W. B. (1964b): «History and causes of channel trenching in Western Fresno County, California». *America Journal of Science*, 262, 249-258.
- Bull, W. B. (1968): «Alluvial fan cone». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, 7-10.
- Bull, W. B. (1972): «Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record». En: Rigby, J. K., y Hamblin, W. K. (Eds.): *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Special Publication, 16, 63-83.
- Bull, W. B. (1974): «Geologic factors affecting compactation of deposits in a land subsidence area». *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3783-3802.
- Bull, W. B. (1977a): «Tectonic Geomorphology of the Mojave Desert». *United States Geological Survey, Contract Report 14-08-001-G-394*. Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering. Menlo Park, California, 188 págs.
- Bull, W. B. (1977b): «The alluvial fan environment». *Progress in Physical Geography*, 1, 222-270.
- Bull, W. B. (1978): «Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California». *United States Geological Survey, Contract Report 14-08-001-G-394*. Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering. Menlo Park, California, 59 págs.
- Bull, W. B. (1979): «Threshold of critical stream power». *Bulletin of the Geological Society of American*, 90, 453-464.
- Bull, W. B. (1990): «Stream-terrace genesis: implications for soil development». *Geomorphology*, 3, 351-367.
- Bull, W. B. (1991): *Geomorphic Responses to Climate Change*. Oxford University Press. Oxford. 326 págs.
- Bull, W. B. (1997): «Discontinuous ephemeral streams». *Geomorphology*, 19, 227-276.
- Bull, W. B., y McFadden, L. D. (1977): «Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California». En: Doehring, D. O. (Ed.): *Geomorphology in Arid Regions*. Allen and Unwin. London, 115-138.
- Bull, W. B., y Pearthree, P. A. (1988): «Frequency and size of Quaternary surface ruptures of the Pilaycachi fault, northe-



- astern Sonora, Mexico». *Bulletin Seismological Society America*, 78, 956-978.
- Bullard, F. M. (1976): *Volcanoes of the Earth*. University of Texas Press. Austin, 579 págs.
- Bullard, T. F., y Lettis, W. R. (1993): «Quaternary fault deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles Basin, California». *Journal of Geophysical Research*, 98, 8349-8369.
- Bullen, K. E., y Bolt, B. A. (1985): *An Introduction to the Theory of Seismology*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Buma, J., y van Asch, T. (1996a): «Slide (rotational)». En: Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley, Chichester, 43-61.
- Buma, J., y van Asch, T. (1996b): «Soil (debris) spreading». En: Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley, Chichester, 137-148.
- Burbank, D. W., y Anderson, R. S. (2001): *Tectonic Geomorphology*. Blackwell. Oxford, 274 págs.
- Burillo, F.; Gutiérrez, M. y Peña, J. L. (1985): «Datación arqueológica de deformaciones tectónicas en vertientes holocenas de Sierra Palomera (Cordillera Ibérica centrooriental)». *I Reunión de Cuaternario Ibérico*, Vol. 2, Lisboa, 355-366.
- Burillo, F.; Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1981a): «El cerro del castillo de Alfambra (Teruel)». Estudio interdisciplinar de geomorfología y arqueología. *Kalathos*, 1, 1-61.
- Burillo, F.; Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1981b): «Las vertientes del Cerro del Castillo de Alfambra (Teruel)». En: Díaz, F.; Márquez, D., y Rubio, J. M. (Eds.): *V Reunión del GETC*. Sevilla, 231-244.
- Burillo, F.; Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1983): «La geoarqueología como ciencia auxiliar: una aplicación a la Cordillera Ibérica turolense». *Revista de Arqueología*, 26, 6-13.
- Burillo, F.; Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1984): «Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza)». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 11, 193-207.
- Burillo, F.; Gutiérrez, M.; Peña, J. L., y Sancho, C. (1986): «Geomorphological processes as indicators of climatic changes during the Holocene in the North-East Spain». En: López Vera, F. (Ed.): *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. Universidad Autónoma de Madrid. Madrid, 37-44.
- Burton, I. (1989): «Natural environmental hazards». En: Henry, J. G., y Heinke, G. W. (Eds.): *Environmental Science and Engineering*. Prentice Hall. Englewood Cliffs, 86-113.
- Burton, I.; Kates, R. W., y White, G. F. (1978): *The Environmental as Hazard*. Oxford University Press. New York, 239 págs.
- Busenberg, E., y Plummer, L. N. (1982): «The kinetics of dissolution of dolomite in CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O systems at 1,5 to 65 °C and 0 to 1 atm P<sub>CO2</sub>». *America Journal of Science*, 282, 45-78.
- Buss, E., y Heim, A. (1981): *Der Bergsturz von Elm, den 11 September 1981*. Zurich, 163 págs.
- Butler, D. R. (1995): *Zoogeomorphology. Animals as Geomorphic Agents*. Cambridge University Press. Cambridge, 231 págs.
- Butler, D. R., y Kalenson, G. P. (2005): «The geomorphic influences of beaver dams and failures of beaver dams». *Geomorphology*, 71, 48-60.
- Butterfield, G. R. (1993): «Sand transport response to fluctuating wind velocity». En: Clifford, N. J.; French, J. R., y Hardisty, J. (Eds.): *Turbulence: Perspectives on Sediment Transport*. Wiley. Chichester, 305-334.
- Butzer, K. W. (1965): *Environment and Archaeology*. Methuen. London, 703 págs.
- Butzer, K. W. (1976): *Geomorphology from the Earth*. Harper and Row. New York, 463 págs.
- Butzer, K. W. (1978): «Climate patterns in an unglaciated continents». *Geographical Magazine*, 51, 201-208.
- Cailleux, A. (1952): «Polissage et surcreusement glaciaires dans l'hypothèse de Boyé». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 5, 247-257.
- Cailleux, A. (1961): *Histoire de la Géologie*. Presses Universitaires de France. Paris, 128 págs.
- Cailleux, A., y Tricart, J. (1956): «Le problème de la classification des faits géomorphologiques». *Annales de Géographie*, 65, 162-186.
- Caine, N. (1972): «Air photo analysis of blockfield fabrics in Talus Valley, Tasmania». *Journal Sedimentary Petrology*, 42, 33-48.
- Caine, N. (1980): «The rainfall intensity duration control of shallow landslides and debris flow». *Geografiska Annaler*, 62 A, 23-27.
- Calaforra, J. M. (1998): *Karstología en yesos*. Instituto de Estudios Almeriense. Almería, 389 págs.
- Calaforra, J. M., y Pulido-Bosch, A. (1996): «Some examples of gypsum karsts and the more important gypsum caves in Spain». *International Journal of Speleology*, 25, 225-237.
- Calaforra, J. M., y Pulido-Bosch, A. (1997): «Peculiar landforms in the gypsum karst of Sorbas (Southeastern Spain)». *Carbonates and Evaporites*, 12, 110-116.
- Calaforra, J. M.; Forti, P., y Pulido-Bosch, A. (1992): «Nota preliminar sobre la influencia en la evolución espeleogenética de los yesos con especial referencia a los afloramientos kársticos de Sorbas (España) y de Emilia. Romagna (Italia)». *Espeleotemas*, 2, 9-18.
- Calamber, L., y Dantinne, R. (1964): «The avalanche of ash at Jupille (Liège) on February 3rd, 1961». *Vol. commemorative to Prof. F. Campus*. Liège. Belgium, 41-57.
- Callahan, J. R. (2002): *Biological Hazards*. Oryx Press. Newport, 385 págs.
- Calvin, P., y Cailleux, A. (1972): «A quantitative study of cavernous weathering (taffonis) and its application to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 6, 317-324.
- Calvo, J. P.; Alcalá, L.; Alonso-Zarza, A. M.; van Dam, J., y Gutiérrez-Santolalla, F. (1999): «Estratigrafía y estructura del área de Los Mansuetos (Cuenca de Teruel). Precisiones para la definición del estratotipo del Turolense». *Geogaceta*, 25, 55-58.
- Campbell, I. A. (1974): «Measurements of erosion on badlands surfaces». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band*, 21, 122-137.
- Campbell, I. A. (1982): «Surface morphology and rates of change during a ten-year period in the Alberta badlands». En: Bryan, R., y Yair, A. (Eds.): *Badland Geomorphology and Piping*. GeoBooks. Norwich, 221-236.
- Campbell, I. A. (1989): «Badlands and badland gullies». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*. Halstead Press. New York, 159-193.
- Campbell, I. A., y Honsaker, J. L. (1982): «Variability in badlands erosion; problems of scale and threshold identification». En: Thorn, C. E. (Ed.): *Space and Time in Geomorphology*. George Allen & Unwin. London, 59-79.
- Campbell, R. H. (1975): «Soil Slips, Debris Flows, and Rainstorms in the Santa Monica Mountains and Vicinity, Southern



- California». *United States Geological Survey Professional Paper*, 851, 51 págs.
- Campbell, S. E.; Seeler, J. S., y Golubic, S. (1989): «Desert crust formation and soil stabilization». *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 3, 217-228.
- Cancelli, A.; Pellegrini, M., y Tosatti G. (1987): «Alcuni esempi di deformazioni gravitative profonde di versante nell'Appennino settentrionale». *Memorias Società Geologica di Italia*, 39, 447-466.
- Cáncer, L. (1996): «La catastrophe del Barranco de Arás (7/8/1996): procesos naturales e hipótesis explicativa». *Geographicalia*, 33, 51-71.
- Cantagrel, J. M.; Arnaud, N.; Ancochea, E.; Fúster, J. M., y Huertas, M. J. (1999): «Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Cañadas caldera wall (Canary Islands)». *Geology*, 27, 739-742.
- Capote, R. (1997): «Terremotos. (Adaptación a la edición española)». En: Suárez, L., y Regueiro, M. (Eds.): *Guía Ciudadana de los Riesgos Geológicos*. The American Institute Professional Geologist e Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de España. Madrid, 61-78.
- Capote, R., y Martínez-Díaz, J. J. (2001): «Estado actual de la previsión sísmica. Nuevas perspectivas y metodologías». En: Capote, R., y Martínez-Díaz, J. J. (Eds.): *El Riesgo Sísmico. Prevención y Seguro*. Consorcio de Compensación de Seguros. Madrid, 1-26.
- Capote, R.; Gutiérrez, M.; Hernández, A., y Olivé, A. (1981): «Movimientos recientes en la Fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica) V Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario. Sevilla, 245-257.
- Capot-Rey, R. (1957): «Le vent et le modelé éolien au Borkou». *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 15, 155-157.
- Capot-Rey, R. (1963): «Contribution à l'étude et la représentation des barkhanes». *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 22, 37-60.
- Carbonell, E.; Bermúdez de Castro, J. M.; Arsuaga, J. L. Díez, J. C.; Rosas, A.; Cuenca-Bescós, G.; Sala, R.; Mosquera, M., y Rodríguez, X. P. (1995): «Lower Pleistocene hominids and artifacts from Atapuerca TD-6 (Spain)». *Science*, 269, 826-830.
- Cardona, F. (1989-90): *Grans cavitats de Catalunya*. Espeleo Club de Gràcia. Barcelona, 488 págs.
- Cardona, F., y Viver, J. (2002): *Sota la sal de Cardona*. Espeleo Club de Gràcia. Barcelona, 128 págs.
- Carey, S. W. (1962): «Scale of geotectonic phenomena». *Journal of the Geological Society of India*, 3, 97-105. (Trad. esp. J. M. Ríos: Notas y Comunicaciones Instituto Geológico y Minero de España, 72, 277-288):.
- Carlisle, D. (1983): «Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes». En: Wilson, R. C. L. (Ed.): *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*. Geological Society of London. London, 185-195.
- Carlston, C. W., y Langbein, W. B. (1960): «Rapid approximation of drainage density: line intersection method». *United States Geological Survey Water Resources Division Bulletin*, 11.
- Carol, H. (1947): «The formation of roches moutonnées». *Journal of Glaciology*, 1, 57-59.
- Carr, M. H. (1981): *The Surface of Mars*. Yale University Press. New Haven.
- Carracedo, J. C. (1988): «El riesgo volcánico». En: Ayala, F. J., y Durán, J. J. (Eds.): *Riesgos Geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 83-97.
- Carracedo, J. C. (2006): *Los Volcanes del Parque Nacional del Teide*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.
- Carroll, D. (1970): *Rock Weathering*. Plenum Press. New York, 203 págs.
- Carson, C. E., y Hussey, K. M. (1962): «The oriented lakes of Arctic Alaska». *Journal of Geology*, 70, 417-439.
- Carson, M. A. (1971): «An application of the concept of threshold slopes to the Laramie Mountains, Wyoming». En: Brunsden, D. (Ed.): *Slope Form and Process*. Institute of British Geographers. Special Publication 3, 31-47.
- Carson, M. A., y Kirkby, M. J. (1972): *Hillslope Forms and Processes*. Cambridge University Press. Cambridge, 475 págs.
- Carter, R. W. G. (1988): *Coastal Environments. An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. Academic Press. London, 617 págs.
- Carter, R. W. G.; Hesp, P. A., y Nordstrom, K. F. (1990): «Erosional landforms in coastal dunes». En: Nordstrom, K. F.; Psuty, N. P., y Carter, R. W. G. (Eds.): *Coastal Dunes: Form and Process*. Wiley. Chichester, 217-249.
- Carton, A. (2005): «La pericolosità nell'ambiente morfoclimatico glaciale». En: Panizza, M. (Ed.): *Manuale di Geomorfologia Applicata*. FrancoAngeli. Milano, 186-207.
- Cashman, K. V.; Sturtevant, B.; Papale, P., y Navon, O. (2000): «Magmatic fragmentation». En: Sigurdsson, H. (Ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 421-430.
- Castaldini, D., y Panizza, M. (2005): «Geomorfologia y rischio sísmico». En: Panizza, M. (Ed.): *Manuale di Geomorfologia Applicata*. FrancoAngeli. Milano, 250-301.
- Castaldini, D., y Piacente, S. (1995): «Channel changes of the Po River Mantova Province, Northern Italy». En: Hickin, E. J. (Ed.): *River Geomorphology*. Wiley. Chichester, 193-207.
- Cendrero, A. (1966): «Los volcanes recientes de Fuerteventura (Islas Canarias)». *Estudios Geológicos*, 22, 201-226.
- Cendrero, A. (1970): «The volcano-plutonic complex of La Gomera, Canary Islands». *Bulletin Volcanologique*, 34-II, 537-561.
- Cendrero, A. (1971): «Estudio geológico y petrológico del complejo basal de la isla de La Gomera». *Estudios Geológicos*, 27, 3-73.
- Cendrero, A. (1980): «Bases doctrinales y metodológicas». I.ª *Reunión de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Ponencias. Santander, 1-62.
- Cendrero, A. (1992): «Planning the use of the Earth's Surface: an overview». En: Cendrero, A.; Lüttig, G., y Wolff, F. C. (Eds.): *Planning the Use of the Earth's Surface*. Springer, Berlin, 3-22.
- Cendrero, A. (1997): «Riesgos naturales e impacto ambiental». En: Novo, M., y Lara, R. (Eds.): *La Interpretación de la Problemática Ambiental: Enfoques Básicos*. Fundación Universidad-Empresa. Madrid, 21-90.
- Cendrero, A. (2003): *De la comprensión de la historia de la Tierra al análisis y predicción de las interacciones entre seres humanos y medio natural*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid, 60 págs.
- Cendrero, A., y Díaz de Terán, J. R. (1985): «Caracterización cuantitativa de los procesos de erosión en las series volcánicas de la isla de La Gomera (Canarias)». *I Reunión do Quaternario Ibérico*. Actas, vol. 1. Lisboa, 531-543.
- Cendrero, A., y Dramis, F. (1996): «The contribution of landscapes to landscape evolution in Europe». *Geomorphology*, 15, 191-211.



- Cendrero, A.; Díaz de Terán, J. R.; Araña, V.; Badiola, E. R.; Berge, L.; Cariacado, J. C.; Chacón, J.; Coello, J.; Corominas, J.; Dabrio, C. J.; Durán, J. J.; Elízaga, E.; Ferrer, M.; García Fernández, M.; Garzón, M. G.; González Díez, A.; Goy, J. L.; López Martínez, J.; Martínez Goytre, J.; Mescua, J.; de la Nuez, J.; Salinas, J. L.; Soler, V.; del Val, J., y Zazo, C. (1997): «Geomorphological hazards in Spain». En: Embleton, C., y Embleton-Hamman, C. (Eds.): *Geomorphological Hazards of Europe*. Elsevier, Amsterdam, 429-456.
- Cendrero, A.; Díaz de Terán, J. R.; Fernández, E.; Garrote, R.; González Lastra, J. R.; Inoriza, I.; Lütting, G.; Onamendi, J.; Pérez, M., y Serrano, A. (1987): «Detailed geological hazard mapping for urban and rural planning in Vizcaya, northern Spain». En: Wolff, F. C. (Ed.): *Geology for environmental planning*. Geological Survey of Norway, Special Publication 2, 25-41.
- Chacón, J.; Irigaray, C.; Fernández, T., y El Hamdouni, R. (2006): «Engineering geology maps: landslides and Geographical Information Systems». *Bulletin Engineering Geology Environmental*, 65, 341-411.
- Chapman, C. A. (1956): «The control of jointing by topography». *Journal of Geology*, 66, 552-558.
- Chappell, J. (1974): «Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes». *Geological Society of America Bulletin*, 85, 555-570.
- Chapron, E.; Ariztegui, D.; Mulsow, S.; Villarosa, G.; Pino, M.; Outes, V.; Juvignié, E., y Crivelli, E. (2006): «Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina)». *Quaternary International*, 158, 58-71.
- Chaput, J. L. (1971): «Aspects morphologiques du sud-est de la Sierra Morena (Espagne)». *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 13, 55-66.
- Chardon, D.; Chevillotte, V.; Beauvais, A.; Grandin, G.; Boulange, B. (2006): «Planation, bauxites and epeirogeny: One or two paleosurfaces on the West African margin». *Geomorphology*, 82, 273-282.
- Chávez, F.; Goula, X.; Roca, A.; María, F.; Presmanes, J. A., y López-Arroyo, A. (1999): «Escenarios de daños sísmicos en Cataluña». *I Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*. Memorias, T. I, 299-307. Murcia.
- Chen, J. (2005): «Dams, Effects on Coasts». En: Schwartz, M. L. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 357-359.
- Chepil, W. S.; Siddoway, F. H., y Armbrust, D. V. (1962): «Climatic factor form estimating wind erodibility of farm fields». *Journal of Soil and Water Conservation*, 17, 162-165.
- Chester, D. (1993): *Volcanoes and Society*. Arnold. London, 351 págs.
- Chester, D. K.; Duncan, A. M.; Guest, J. E y Kilburn, C. R. J. (1985): *Mount Etna: The Anatomy of a Volcano*. Chapman and Hall, London, 405 págs.
- Chico, R. J. (1963): *Playa mud cracks: regular and king size*. Geological Society of America, Special Paper 76.
- Chiu, T.; Fairbanks, R. G.; Mortlock, R.-A., y Bloom, A. L. (2005): «Extending the radiocarbon calibration beyond 26,000 years before present using fossil corals». *Quaternary Science Review*, 24, 1797-1808.
- Chiverrell, R. C.; Harvey, A. M., y Foster, G. C. (2007): «Hillslope gullying in the Solway Firth-Morlicambe Bay region, Great Britain: Responses to human impact and/or climatic deterioration». *Geomorphology*, 84, 317-343.
- Cholley, A. (1950): «Morphologie structurale et morphologie climatique». *Annales de Géographie*, 317, 325-335.
- Chorley, R. J. (1962): *Geomorphology and general systems theory*. United States Geological Survey Professional Paper, 500B, 10 págs.
- Chorley, R. J. (1963): «The diastrophism background of twentieth century geomorphological thought». *Bulletin of the Geological Society of America*, 74, 953-970.
- Chorley, R. J. (1964): «The nodal position and anomalous character of slope studies in geomorphological research». *Geographical Journal*, 130, 503-506.
- Chorley, R. J. (1969): «The drainage basin as the fundamental geomorphic unit». En: Chorley, R. J. (Ed.): *Introduction to Physical Hydrology*. Methuen. London, 37-59.
- Chorley, R. J. (1978): «Bases for theory in geomorphology». En: Embleton, C.; Brunsden, D., y Jones, D. K. C. (Eds.): *Geomorphology: Present Problems and Future Prospects*. Oxford University Press. Oxford, 1-13.
- Chorley, R. J., y Beckinsale, R. P. (1980): «G. K. Gilbert's geomorphology». *Geological Society of America*. Special Paper, 183, 129-142.
- Chorley, R. J., y Kennedy, B. A. (1971): *Physical Geography: A System Approach*. Prentice-Hall. London, 370 págs.
- Chorley, R. J.; Beckinsale, R. P., y Dunn, A. J. (1964): *The History of the Study of Landforms or the Development of Geomorphology. Vol. 1: Geomorphology Before Davis*. Methuen. London, 678 págs.
- Chorley, R. J.; Beckinsale, R. P., y Dunn, A. J. (1973): *The History of the Study of Landforms or the Development of Geomorphology. Vol. 2: The Life and Work of William Morris Davis*. Methuen. London, 874 págs.
- Chorley, R. J.; Schumm, S. A., y Sudgen, D. E. (1984): *Geomorphology. Earth Sciences and the Past*. Methuen. London, 605 págs.
- Chou, L.; Garrels, R. M., y Wollast, R. (1989): «Comparative study of the kinetics and mechanisms of dissolution of carbonate minerals». *Chemical Geology*, 78, 269-282.
- Chow, V. T. (1956): «Hydrologic Studies of Floods in the United States». *International Association Science Hydrological*, 42, 134-170.
- Christiansen, H. (1998): «Nivation form and processes in unconsolidated processes and landforms». NE Greenland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 751-760.
- Chueca, J. (1994): *Liquenometría*. Cuadernos Técnicos de la Sociedad Española de Geomorfología. Geoforma Ediciones. Logroño, 34 págs.
- Chueca, J., y Julián, A. (1996): «Datación de depósitos morrénicos de la Pequeña Edad del Hielo: Macizo de la Maladeta». En: Pérez, A.; Martín, P.; Chesworth, W., y Martínez, A. (Eds.): *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, 171-182.
- Chueca, J.; Julián, A., y Peña, J. L. (2002): «Comparación de la situación de los glaciares del Pirineo español entre el final de la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad». *Boletín Glaciológico Aragonés*, 3, 13-41.
- Chueca, J.; Julián, A.; Saz, M. A.; Crens, J., y López, J. I. (2005): «Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees)». *Geomorphology*, 68, 167-182.
- Church, J. A., y Gregory, J. M. (Coords.) (2001): «Changes in sea level». En: Houghton, J. T.; Ding, Y.; Griggs, D. J.; Noguier, M.; Liden, P. J. van der, Dai, X.; Maskell, K., y John-



- son, C. A. (Eds.): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press. Cambridge, 639-693.
- Church, M. (1972): *Baffin Island Sandurs; a Study of Arctic Fluvial Processes*. Geological Survey of Canada. Bulletin 216, 208 pags.
- Church, M. (1988): «Floods in cold climates». En: Baker, V. R.; Craig Kochel, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley. New York, 205-229.
- Chylek, P.; Box, J. E., y Lessins, Y. (2004): «Global Warming and the Greenland ice sheet». *Climatic Change*, 63, 201-221.
- Chylek, P.; Box, J. E., y Lessins, Y. (2004): «Global Warming and the Greenland Ice Sheet». *Climatic Change*, 63, 201-221.
- Clapperton, C. M. (1977): «Volcanoes in space in time». *Progress in Physical Geography*, 1, 375-411.
- Clare, K. E. (1960): «Roadmaking gravel and soil in Central Africa». *Rd. Res. Overseas Bulletin*, 12.
- Clark, D. A. (1974): *The Kankoma Clay Deposits*. Econ. Rep. 49. Geological Survey. Zambia.
- Clark, J. A. (1980): «A numerical model of worldwide sea level changes on a viscoelastic earth». En: Möner, N. A. (Ed.): *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Wiley. Chichester, 525-534.
- Clark, J. A.; Farrell, W. E., y Peltier, W. R. (1978): «Global changes in postglacial sea level, a numerical calculation». *Quaternary Research*, 9, 265-287.
- Clark, M. J. (1988): «Periglacial hydrology». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 415-462.
- Clark, M., y Small, J. (1982): *Slopes and Weathering*. Cambridge University Press. Cambridge, 190 pags.
- Clark, P. U. (1994): «Unstable behaviour on the Laurentide ice sheet over deforming sediment and its implications for climate change». *Quaternary Research*, 41, 19-25.
- Clark, P. U., y Bartlein, C. J. (1995): «Correlation of the late Pleistocene glaciation in the western United States with North Atlantic Heinrich events». *Geology*, 23, 483-486.
- Clarke, G. K. C. (1991): «Length, width and slope influences on glacier surging». *Journal of Glaciology*, 37, 236-246.
- Clarke, G. K. C. (2005): «Subglacial processes». *Annual Review of the Earth and Planetary Sciences*, 33, 247-276.
- Clayton, K. M. (1966): «The origin of the landforms of the Malham area». *Field Studies*, 2, 359-384.
- Clayton, L. (1964): «Karst topography on stagnant glaciers». *Journal of Glaciology*, 5, 107-112.
- Cleaves, E. T.; Godfrey, A. E., y Bricker, C. P. (1970): «Geochemical balance of a small watershed and its geomorphic implications». *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3015-3032.
- Cloos, H. (1939): «Hebung-Spaltung-Volcanismus». *Geologische Rundschau*, 30, 405-527.
- Clos-Arceud, A. (1969): *Essai d'Explication des Formes Dunaires Sahariennes*. Institut Géographique National. Paris, 66pags.
- Clowes, A., y Comfort, P. (1982): *Process and Landform*. Oliver and Boyd, 289 pags.
- Coates, D. R. (1983): «Large-scale and land subsidence». En: Gardner, R., y Scoging, H. (Eds.): *Mega-Geomorphology*. Clarendon Press. Oxford, 212-240.
- Coates, D. R. (1987): «Subsurface impacts». En: Gregory, K. J., y Walling, D. E. (Eds.): *Human Activity and Environmental Processes*. Wiley. Chichester, 271-304.
- Colclough, J. D. (1978): «Soil conservation in Tasmania». *Journal of Soil Conservation Service, New South Wales*, 34, 63-72.
- Cole, K. L., y Mayer, L. (1982): «Use of packrat middens to determine rates of cliff retreat in the Eastern Grand Canyon, Arizona». *Geology*, 10, 597-599.
- Coleman, J. M. (1969): «Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation». *Sedimentary Geology*, 3, 129-239.
- Coleman, J. M. (1981) *Deltas: Processes of Deposition and Models for Exploration*. Continuing Education Publishing. Minneapolis, 102 pags.
- Coleman, J. M., y Prior, D. B. (1980): «Deltaic sand bodies». *American Association of Petroleum Geologists. Continuing Education Course*, 15. Tulsa, 171 pags.
- Collard, M. (1973): «Cryoturbations en forme de stries enracinées parallèles à la pente». *Bulletyn Peryglacjalny*, 22, 323-327.
- Collins, P. E. F.; Fenwick, I. M.; Keith-Lucas, D. M., y Worshley, P. (1996): «Late Devensian river and floodplain dynamics and related environmental change in Northwestern Europe, with particular reference to a site at Woolhampton, Berkshire, England». *Journal of Quaternary Science*, 11, 357-375.
- Collison, J. D. (1996): «Alluvial sediments». En: Reading, H. G. (Ed.): *Sedimentary Environments. Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell. Oxford, 37-82.
- Colman, S. M., y Dethier, S. P. (1986): «An overview of chemical weathering». En: Colman, S. M., y Dethier, S. P. (Eds.): *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*. Academic Press. Orlando, 1-18.
- Colombo, F. (1979): *Introducció a l'Estudi Sedimentològic dels Cons de Deyecció (Alluvial Fans) i dels Sediments Associats*. Seminari d'Estudis Universitaris, 5. Barcelona, 163 pags.
- Colombo, F. (1989): «Abanicos aluviales». En: Arche, A. (Ed.): *Sedimentología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Vol. 1. Madrid, 143-218.
- Coltrinari, L., y Nogueira, F. (1989): «Dambo-like landforms in southeastern Brazil». *Abstracts of Papers, Second International Conference on Geomorphology, Frankfurt/Main*, 1989. Geöko-plus, 1, 58.
- Combes, P. J. (1969): *Recherches sur la Genèse des Bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France)*. Mémoires du Centre d'Études et de Recherches Géologiques et Hydrogéologiques. Montpellier, 342 pags.
- Comín, F. A., y Rodríguez-Arias, M. A. (2003): «What we know about the Climate System? A brief review of current research». En: Rodó, X., y Comín, F. A. (Eds.): *Global Climate. Current Research and Uncertainties in the Climate System*. Springer. Berlin, 3-24.
- Comisión Nacional de Protección Civil-Comisión Técnica de Inundaciones (1983): *Estudio de Inundaciones Históricas. Mapa de Riesgos Potenciales*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Madrid.
- Common, R. (1966): «Slope failure and morphogenetic regions». En: Dury, G. H. (Ed.): *Essays in Geomorphology*. Heineman. London, 53-81.
- Cooke, R. U. (1970a): «Stone pavements in deserts». *Annals of the AAG*, 60, 560-77.
- Cooke, R. U. (1970b): «Morphometric analysis of pediments and associated landforms in the western Mojave Desert, California». *American Journal of Science*, 269, 26-38.
- Cooke, R. U. (1977): «Applied geomorphological studies in deserts: a review of examples». In: Hails, J. R. (Ed.) *Applied Geomorphology*. Elsevier. Amsterdam, 183-225.



- Cooke, R. U. (1979): «Laboratory simulation of salt weathering processes in arid environments». *Earth Surface Processes*, 4, 347-359.
- Cooke, R. U. (1981): «Salt weathering in deserts». *Proceedings of Geologists Association*, 92, 1-16.
- Cooke, R. U. (1984): *Geomorphological Hazards in Los Angeles*. Allen and Unwin. London, 206 págs.
- Cooke, R. U. (1986): «Hot drylands». In: Fookes, P. G., y Vaughan, P. R. (Eds.): *A Handbook of Engineering Geomorphology*. Surrey University Press. New York, 109-124.
- Cooke, R. U., y Doornkamp, J. C. (1990): *Geomorphology in Environmental Management. An Introduction*. Clarendon Press. Oxford, 410 págs.
- Cooke, R. U., y Mason, P. (1973): «Desert Knolls pediment and associated landforms in the western Mojave Desert, California». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 20, 71-78.
- Cooke, R. U., y Reeves, R. W. (1976): *Arroyos and environmental change in the American South-west*. Clarendon Press. Oxford, 213 págs.
- Cooke, R. U., y Smalley, I. J. (1968): «Salt weathering in deserts». *Nature*, 220, 1226-1227.
- Cooke, R. U., y Warren, A. (1973): *Geomorphology in Deserts*. Batsford. London, 394 págs.
- Cooke, R. U.; Brunsden, D.; Doornkamp, J. C., y Jones, D. K. (1982): *Urban Geomorphology in Drylands*. Oxford University Press. Oxford, 324 págs.
- Cooke, R. U.; Warren, A., y Goudie, A. (1993): *Desert Geomorphology*. UCL Press. London, 526 págs.
- Cooper, A. H. (1988): «Subsidence resulting from the dissolution of Permian gypsum in Ripon area; its relevance to mining and water abstraction». En: Culshaw, M. G.; Cripps, J. C., y Lovell, M. A. (Eds.): *Engineering Geology of Underground Movements*. Geological Society Engineering Geology, Special Publication, 5, 387-390.
- Cooper, A. H. (1995): «Subsidence hazards due to the dissolution of Permian gypsum in England: Investigation and remediation». En: Beck, B. F. (Ed.): *Karst Geohazards*. Balkema. Rotterdam, 23-29.
- Cooper, A. H. (1998): «Subsidence hazards caused by the dissolution of Permian gypsum in England: geology, investigation and remediation». En: Maund, J. G., y Eddleston, M. (Eds.): *Geohazards in Engineering Geology*. Geological Society of London, V.5. London, 265-275.
- Cooper, A. H., y Waltham, A. C. (1999): «Subsidence caused by gypsum dissolution at Ripon, North Yorkshire». *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 32, 305-310.
- Cooper, W. S. (1958): *Coastal Sand Dunes of Oregon and Washington*. Geological Society of America, Mem. 72, 164 págs.
- Cooper, W. S. (1967): «Coastal Sand Dunes of California». *Geological Society of America Memoir*, vol. 101, 131 págs.
- Copons, R.; Vilaplana, J. M.; Corominas, J.; Altimir, J., y Amigó, J. (2005): «Rockfall risk management in high-density urban areas. The Andorran Experience». En: Glade, T.; Anderson, M., y Crozier, M. J. (Eds.): *Landslide Hazard and Risk*. Wiley. Chichester, 675-698.
- Coque, R. (1955): «Morphologie et croûte dans le sud-Tunisien». *Annales de Géographie*, 64, 359-370.
- Coque, R. (1962): «La Tunisie présaharienne». Etude Géomorphologique. Imprimerie Oberthur, 476 págs.
- Corbel, J. (1956): «Le Karst du Vercours». *Revue de Géographie de Lyon*, 31, 221-241.
- Corbel, J. (1957): «Karsts hauts-Alpins». *Revue de Géographie de Lyon*, 32, 135-158.
- Corbel, J. (1959): «Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie)». *Annales Géographie*, 67, 97-120.
- Corbel, J. (1963): «Pédiments d'Arizona». *Centre de Documentation Cartographique et Géographique. Mémoires et Documents*, 9, 33-95.
- Corbel, J. (1964): «L'érosion terrestre, étude quantitative (Méthodes-Techniques-Résultats)». *Annales de Géographie*, 398, 385-412.
- Corominas, J. (1996): «Debris slide». En: Dikau, A.; Brunsden, D.; Shortt, L., e Ibsen, M. C. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 97-102.
- Corominas, J. (2006): «El clima y sus consecuencias sobre la actividad de los movimientos de ladera en España». *Cuaternario y Geomorfología*, 20, 89-113.
- Corominas, J., y Moya, J. (1996): «Historical landslides in the Eastern Pyrenees and their relation to rainy events». En: Chacón, J.; Irigaray, C., y Fernández, T. (Eds.): *Landslides*. Balkema. Rotterdam, 125-139.
- Corominas, J.; Remondo, J.; Farias, P.; Estevao, M.; Zézere, J.; Díaz de Terán, J.; Dikau, R.; Schrott, L.; Moya, J., y González, A. (1996): «Debris flow». En: Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, R., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 161-180.
- Corrêa Neto, A. V. (2000): «Speleogenesis in quartzite in Southeastern Minas Gerais, Brazil». En: Klimchouk, A. B.; Ford, D. C.; Palmer, A. N., y Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, 452-457.
- Corte, A. E. (1969): «Formación en el laboratorio de estructuras como pliegues por congelamiento y descongelamiento múltiple». *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, 1, 215-227.
- Corte, A. E. (1971): «Particle sorting by repeated freezing and thawing». *Biuletyn Peryglacjalny*, 15, 175-240.
- Corte, A. E. (1976): «Rock glaciers». *Biuletyn Peryglacjalny*, 26, 157-197.
- Corte, A. E., y Higashi, A. (1964): «Experimental research on desiccation cracks in soil». *U. S. Army Material Command Region Research and Engineering Laboratory. Research Report* 66, 72 págs.
- Costa, J. E. (1974): «Response and recovery of a Piedmont watershed from tropical store Aghes, June 1972». *Water Resources Research*, 10, 106-112.
- Costa, J. E. (1984): «Physical geomorphology of debris flow». En: Costa, J. E.; Flaischer, P. J. (Eds.): *Development and Applications of Geomorphology*. Springer. Berlin, 268-317.
- Costa, J. E. (1987): «A comparison of the largest rainfall-runoff floods in the United States with those of the Peoples Republic of China and the world». *Journal of Hydrology*, 96, 101-115.
- Costa, J. E. (1988a): «Rheologic, geomorphologic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows». En: Baker, V. R.; Craig Kochel, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley. New York, 113-122.
- Costa, J. E. (1988b): «Floods from dam failures». En: Baker, V. R.; Craig Kochel, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley. New York, 439-463.



- Costa, J. E., y Baker, V. (1987): «Flood power». En: Mayer, L., y Nash, D. (Eds.): *Catastrophic Flooding*. Allen and Unwin. Boston, 1-21.
- Costa, J. E., y Baker, V. (1981): *Surficial Geology. Building with the Earth*. Wiley. New York, 498 págs.
- Cotton, B.; Degraff, J., y Hart, M. (1996): *Recognition, Investigation and Mitigation of Landslides*. Geological Society of America. Denver.
- Cotton, C. A. (1942): *Climatic Accidents in Landscape Making*. Whitcomb & Tombs, Wellington.
- Cotton, C. A. (1954): «Deductive morphology and genetic classification of coast». *Science Monthly*, 78, 163-181.
- Cotton, C. A. (1961): «Theory of savanna planation». *Geography*, 46, 89-96.
- Cotton, C. A. (1962): «Plains and inselbergs of the humid tropics». *Royal Society of New Zealand, Transactions (Geology)*, 1, 269-277.
- Coudé-Gaussen, G. (1981): *Les Serras da Peneda et do Gerês. Etude Géomorphologique*. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, 5, 254 págs.
- Coudé-Gaussen, G. (1991): *Les Poussières Sahariennes: Cycle Sédimentaire et Place dans les Environnements et Paléoenvironnements Désertiques*. John Libbey Eurotext. Montrouge, 485 págs.
- Coudé-Gaussen, G., y Rognon, P. (1988): «Caractérisation sédimentologique et conditions paléoclimatiques de la mise en place de loess and Nord du Sahara á partir de l'exemple du sud-Tunisien». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 1081-1090.
- Coulomb, J. (1969): *L'expansion des fonds océaniques et la dérive des continents*. Presses Universitaires de France. Paris, 222 págs.
- Coulthard, T. J. (2005): «Effects of vegetation of braided stream pattern and dynamics». *Water Resources Research*, 41, W04003.
- Coussot, P., y Meunier, M. (1996): «Recognition, classification and mechanical description of debris flow». *Earth-Science Reviews*, 40, 209-227.
- Cowardin, L. M.; Carter, V.; Golet, F. C., y La Roe, E. T. (1979): «Classification of wetlands and deepwater habitats of the United States». *U. S. Fish and Wildlife Service. FWS/OBS-79/31*.
- Cowell, P. J., y Thom, B. J. (1994): «Morphodynamics of coastal evolution». En: Carter, R. W. G., y Woodroffe, C. D. (Eds.): *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press. Cambridge, 33-86.
- Cox, A.; Doell, R. R., y Dalrymple, J. B. (1964): «Geomagnetic polarity epochs». *Science*, 143, 351-352.
- Cox, N. J. (2007): «Kinds and problems of geomorphological explanation». *Geomorphology*, 88, 46-56.
- Cox, R. T. (1994): «Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment». *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571-581.
- Cramer, H. (1941): «Die Systematik des karstdolinen». *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie*, 85, 293-382.
- Crandell, D. R.; Mullineaux, D. R., y Rubin, M. (1975): «Mount St. Helens Volcano: recent and future behaviour». *Science*, 187, 438-441.
- Crespo, J. (1997) (Coord.): *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León, Escala 1:400.000*. Junta de Castilla y León, 459 págs.
- Criado, C. (2006): «El Teide: formas de modelado». En: Carracedo, J. C. (Coord.). *Los Volcanes del Parque Nacional del Teide*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid. 259-275.
- Criado, C., y Porta, P. (2003): «An unusual "blood rain" over the Canary Islands (Spain). The storm of January 1999». *Journal of Arid Environments*, 55, 765-783.
- Crittenden, M. D. (1963): «New data on the isostatic deformation of Lake Bonneville». *United States Geological Survey Professional Paper* 454-E. 31 págs.
- Crook, R. (1986): «Relative dating of Quaternary deposits based on P-waves velocities in weathered granitic clasts». *Quaternary Research*, 25, 281-292.
- Croot, D. G. (1987): «Glacio-tectonic structures: A mesoscale model of thin-skinned thrust sheets?». *Journal of Structural Geology*, 9, 797-808.
- Crouch, R. J. (1983): «The role of tunnel erosion in gully head progression». *Journal of Soil Conservation, New South Wales*, 39, 148-155.
- Crouch, R. J. (1990): «Rates and mechanisms of discontinuous gully erosion in a red-brown earth catchment». New South Wales, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 277-282.
- Crowley, T. J., y North, G. R. (1991): *Paleoclimatology*. Oxford University Press. Oxford, 339 págs.
- Crowley, T. J., y North, G. R. (1991): *Paleoclimatology*. Oxford University Press. New York, 339 págs.
- Crozier, M. J. (1975): «Techniques for the morphometric analysis of landslides». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, 78-101.
- Crozier, M. J. (1986): *Landslides: Causes, Consequences and Environment*. Croom Helm. London, 252 págs.
- Crozier, M. J. (2004a): «Landslides». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 605-608.
- Crozier, M. J. (2004b): «Slope Stability». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 969-970.
- Crozier, M. J., y Glade, T. (2005): «Landslide hazard and risk: issues, concepts and approach». En: Glade, T.; Anderson, M., y Crozier, M. J. (Eds.): *Landslides Hazard and Risk*. Wiley. Chichester, 1-40.
- Cruden, D. M. (1991): «A simple definition of a landslide». *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43, 27-29.
- Cruden, M. C., y Varnes, D. J. (1996): «Landslide types and processes». En: Turner, A. K., y Schuster, R. L. (Eds.): *Landslides: Investigation and Mitigation*. Special Report 247. National Academy Press. Washington, 36-75.
- Crutzen, P. J. (2006): «Albedo enhancement by stratospheric sulphur injections: a contribution to resolve a policy dilemma». *Climatic Change*, 77, 211-219.
- Cubasch, U., y Meahl, G. A. (Coords.) (2001): «Projections of future climate change». En: Houghton, J. T.; Ding, Y.; Griggs, D. J.; Noguer, M.; Liden, P. J. van der, Dai, X.; Maskell, K., y Johnson, C. A. (Eds.): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press. Cambridge, 525-582.
- Cunningham, M. A. (1999): «Three Gorges dam (China)». En: Cunningham, W. P.; Cooper, T. H.; Gorham, E., y Hepworth, M. T. (Eds.): *Environmental Encyclopedia*. Jaico Publ. Mumbai, 1024-1025.



- Cunningham, W. P. (1999a): «Aral Sea». En: Cunningham, W. P.; Cooper, T. H.; Gorham, E., y Hepworth, M. T. (Eds.): *Environmental Encyclopedia*. Jaico Publ. Mumbai, 58-59.
- Cunningham, W. P. (1999b): «Tropical rain forest». En: Cunningham, W. P.; Cooper, T. H.; Gorham, E., y Hepworth, M. T. (Eds.): *Environmental Encyclopedia*. Jaico Publ. Mumbai, 1047-1048.
- Curl, R. L. (1966a): «Scallops and flutes». *Transactions Cave Research Group of Great Britain*, 7, 121-160.
- Curl, R. L. (1966b): «Caves as a measure of karst». *Journal Geology*, 74, 798-829.
- Curl, R. L. (1974): «Deducing flow velocity in caves conduits for scallops». *National Speleological Society America Bulletin*, 36, 1-5.
- Curry, J. R. (1969): «History of the continental shelves». *The NEW concepts of Continental Margin Sedimentations. Short Course Lecture Notes-JC-VI*, 1-18.
- Curry, J. R.; Emmel, R. J., y Crampton, P. J. S. (1969): «Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, México». En: Castañares, A. A., y Phleger, F. B. (Eds.): *Coastal Lagoons - A Symposium*. Universidad Nacional Autónoma de México/UNESCO. México City, 35-43.
- Currey, D. R. (1994): «Hemiarid lake basins: hydrographic patterns». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 405-421.
- Curtis, C. D. (1976): «Chemistry of rock weathering: fundamental reactions and controls». En: Derbyshire, E. (Ed.): *Geomorphology and Climate*. Wiley. New York, 25-57.
- Curtis, L. F.; Doornkamp, J. C., y Gregory, K. Y. (1965): «The description of relief in field studies of soils». *Journal Soil Science*, 16, 16-30.
- Cutts, J. A.; Blasius, K. R., y Roberts, W. J. (1979): «Evolution of Martian polar landscapes: interplay of long-term variations in perennial ice cover and dust storm intensity». *Journal of Geophysical Research*, 84, 2975-2994.
- Cvijic, J. (1893): «Das Karstphänomen». *Geogr. Abhand.*; 5, 215-319.
- Cvijic, J. (1918): «L'hydrographie souterraine et l'évolution morphologique du karst». *Revue de Géographie Alpine*, 6, 375-426.
- Cvijic, J. (1924a): «The evolution of lapiés». *Geographical Review*, 14, 26-49.
- Cvijic, J. (1924b): «Types morphologiques de terrains calcaires». *Glasnik Geogr. Drustva*, 10, 1-7. Beograd.
- Cvijic, J. (1925): «Types morphologiques de terrains calcaires. Le holokarst. Le Merokarst. Types karstiques de transition». *Compte Rendus de la Académie de Sciences de Paris*, 180, 592-594, 757-758, 1038-1040.
- Czepe, Z. (1964): «Exfoliation in a periglacial climate». *Geographica Polonica*, 2, 5-10.
- Czerwinski, J., y Migon, P. (1993): «Microformy wietrzenia granito w masywie Karkonosko-Izerskim». *Czasopismo Geograficzne*, 64, 265-284.
- Czudek, T. (1964): «Periglacial slope development in the area of the Bohemian Massif in Northern Moravia». *Biuletyn Peryglacjalny*, 14, 169-194.
- Czudek, T. (1973b): «Zur Klimatischen Talasymmetrie des Westteiles der Tschechoslowakei». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, 49-57.
- Czudek, T. (Ed.) (1973a): *Typologické Členění Reliéfu CSR (Typological Classification of the relief of the Czech Socialist Republic) 1:500.000*. Institute of Geography. Czechoslovak Academy of Science. Brno.
- Czudek, T., y Demek, J. (1970a): «Pleistocene cryopedimentation in Czechoslovakia». *Acta Geographica Lodziensia*, 24, 101-108.
- Czudek, T., y Demek, J. (1970b): «Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief». *Quaternary Research*, 1, 103-120.
- Czudek, T., y Demek, J. (1971): «Pleistocene cryoplanation in the Ceska vysocina highlands, Czechoslovakia». *Transactions, Institute British Geographers*, 52, 95-112.
- Czudek, T.; Marvan, P.; Panos, V., y Rauser, J. (1964): «Verwitterung und Abtragungsformen des granits in den Bohemische Masse». *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 108, 182-192.
- D'Almeida, G. A. (1989): «Desert aerosol: characteristics and effects of climate». En: Leinen, M., y Sarnthein, M. (Eds.): *Paleoclimatology and palaeometereology: modern and past patterns of global atmospheric transport*. Kluwer Academic, 311-337. Dordrecht.
- D'Ercole, R. (1994): «Natural hazards in the French West Indies. An overall view». *Third European Intensive Course on Applied Geomorphology. Tropical Regions*. Université Louis Pasteur. Strasbourg. 10 págs.
- Dabrio, C. J. (1984): «Sedimentación siliciclástica en costas, deltas y mares someros. Ciclo de Seminarios de Sedimentología, 2». *Instituto Geológico y Minero de España*. Madrid, 131-190.
- Dabrio, C. J., y Zazo, C. (1988): «Riesgos geológicos en zonas litorales». En: *Riesgos Geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 227-250.
- Dabrio, C. J.; Goy, J. L., y Zazo, C. (1998): «The record of the tsunami produced by the 1755 Lisbon earthquake in Valdeagrana spit (Gulf of Cádiz, Southern Spain)». *Geogaceta*, 23, 31-34.
- Dabrio, C. J.; Zazo, C., y Goy, J. L. (1993): «Litoral y riesgos geológicos». Ponencia en: Ortiz, R. (Ed.): *Problemática geoambiental y desarrollo*. V Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Murcia, 93-117.
- Dahl, R. (1965): «Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in Northern Nordland, Norway». *Geografiska Annaler*, 47, 83-140.
- Dahl, R. (1966): «Blockfields and other weathering forms in the Narvik Mountains». *Geografiska Annaler*, 48A, 55-85.
- Dalrymple, G. B.; Silver, E. A., y Jackson, E. D. (1973): «Origin of Hawaiian Islands». *America Scientific*, pág.306.
- Dalrymple, J. B.; Blong, R. J., y Conacher, A. J. (1968): «A hypothetical nine unit landscape form». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 12, 60-76.
- Dalrymple, R. W.; Kight, R. J.; Zaitlin, B. A., y Middleton, G. V. (1992b): «Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River estuary (Bar of Fundy)». *Sedimentology*, 37, 577-612.
- Dalrymple, R. W.; Zaitlin, B. A., y Boyd, R. (1992a): «Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications». *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.
- Danin, A. (1983): «Weathering of limestone in Jerusalem by cyanobacteria». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27, 413-421.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S. J.; Clausen, H. B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N. S.; Hammer, C. U.; Huidberg, C. S.; Steffensen, J. P.; Sveinbjörnsdottir, A. E.; Jouzel, J., y Bond, G.



- (1993): «Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-cored record». *Nature*, 364, 218-220.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S. J.; Möller, J., y Langway Jr, C. C. (1969): «One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet». *Science*, 166, 377-381.
- Darwin, L. (1842): *The structure and distribution of coral reefs*. Smith, Elder and Co. London.
- Davidson, D. A., y Shackley, M. L. (Eds.) (1976): *Geoaerchology*. Duckworth. London, 408 págs.
- Davies, J. L. (1964): «A morphogenetic approach to the World's shorelines». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8, 127-142.
- Davies, J. L. (1969): *Landforms of Cold Climates*. The M. I. T. Press. Cambridge, 200 págs.
- Davies, J. L. (1980): *Geographical Variation in Coastal Development*. Longman. London, 212 págs.
- Davis, D. G. (2005): «Spelothems: Helictites and Related Forms». En: Culver, D. C., y White, W. B. (Eds.): *Encyclopedia of Caves*. Elsevier. Amsterdam, 549-554.
- Davis, L. (1992): *Encyclopedia of Natural Disasters*. Headline, London. 433 págs.
- Davis, W. M. (1899): «The geographical cycle». *Geographical Journal*, 14, 481-504.
- Davis, W. M. (1905): «The geographical cycle in arid climate». *Journal of Geology*, 13, 381-407.
- Davis, W. M. (1906): «The sculpture of mountains by glaciers». *Scottish Geographical Magazine*, 22, 76-89.
- Davis, W. M. (1913): «Nomenclature of surface forms on faulted structures». *Bulletin Geological Society of America*, 24, 187-216.
- Davis, W. M. (1954): *Geographical Essays*. Dover. New York, 777 págs.
- Davison, C. (1889): «On the creeping on the soilcap through the action of frost». *Geological Magazine*, 6, 255-261.
- Dawson, A. G. (1992): *Ice Age Earth. Late Quaternary Geology and Climate*. Routledge. London, 293 págs.
- Day, J. W.; Rybczy, J.; Scarton, F.; Rismondo, A. Are, D., y Cecconi, G. (1999): «Soil accretionary dynamics, sea-level rise and the survival of wetlands in Venice Lagoon: a field and modelling approach». *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, 607-628.
- Day, M. (2004): «Cone Karst». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 241-243.
- Day, M., y Tang, T. (2004): «Tower Karst». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 734-736.
- De Chetelat, E. (1938): «Le modelé latérique de l'ouest de la Guinée française». *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 11, 5-12.
- De Dapper, M. (1978): «Couvertures limono-sableuses, stone-line, indurations ferrugineuses et action des termites sur le plateau de La Manika (Kolwezi, Shaba, Zaire)». *Géo-Eco-Trop*, 2, 265-278.
- De Dapper, M. (1989): «Pedisements and stone-line complexes in Peninsular Malaysia». En: Alexandre, J., y Symoens, J. J. (Eds.): *Stone-Line*. Académie Royale des Sciences D'Outre-Mer, Geo-Eco-Trop, 11, 37-59.
- De Gans, W. (1988): «Pingo scars and their identification». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley. Chichester, 299-322.
- De Martonne, E., y Aufrère, L. (1928): «L'extension des régions privées d'écoulement vers l'océan». *Annales de Géographie*, 38, 1-24.
- De Ploey, J. (1964): «Stone-lines and clayey-sandy mantles in Lower Congo: their formation and the effect of termites». En: Bouillon, A. (Ed.): *Etudes sur les Termites Africains*. Université de Louvain. Leopoldville, 399-414.
- De Ploey, J. (1965): «Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts superficiels au Congo occidental». *Quaternaria*, 7, 131-154.
- De Ploey, J. (1980): «Some field measurements and experimental data on wind-blown sands». En: Boodt, M. de y Gabriels, D. (Eds.): *Assessment of erosion*. John Wiley. New York, 541-552.
- De Ploey, J. y Cruz, O. (1979): «Landslides in the Serra do Mar, Brazil». *Catena*, 6, 111-122.
- De Ploey, J., y Gabriels, D. (1980): «Measuring soil loss and experimental studies». En: Kirkby, M. J., y Morgan, R. P. C. (Eds.): *Soil Erosion*, Wiley, 63-108.
- De Ploey, J., y Poesen, J. (1989): «Experimental geomorphology and the interpretation of stone-lines». En: Alexandre, J., y Symoens, J. J. (Ed.): *Stone Lines*. Académie Royale des Sciences D'Outre-Mer, Geo-Eco-Trop, 11, 75-82.
- De Ploey, J.; Kirkby, M. J., y Ahnert, F. (1991): «Hillslope erosion by rainstorms-a magnitude - frequency analysis». *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 399-409.
- De Ploey, J.; Savat, J., y Moeyersons, D. (1976): «The differential impact of some soil loss factors on flow, runoff, creep, and rainwash». *Earth Surface Processes*, 1, 151-161.
- Dearman, W. R., y Shibakova, V. S. (1989): «The tropical environment». En: Dearman, W. R.; Sergeev, E. M., y Shibakova, V. S. (Eds.): *Engineering Geology of the Earth*. Nauka Publishers. Moscow, 128-141.
- Dearman, W. R.; Baynes, F. J., e Irfan, T. Y. (1978): «Engineering grading of weathered granite». *Engineering Geology*, 12, 345-374.
- Decker, R., y Decker, B. (1998): *Volcanoes. Academic Version*. W. H. Freeman, New York, 319 págs.
- DeGraff, J. V. (1978): «Regional landslide evaluation: two Utah examples». *Environmental Geology*, 2, 203-214.
- Delannoy, J. J. (1998): «Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las Sierras de Grazalema y de Ronda». En: Durán, J. J., y López Martínez, J. (Eds.): *Karst en Andalucía*. Instituto Tecnológico y Geominero de España. Madrid, 93-129.
- Delibes, M., y Delibes de Castro, M. (2005): *La Tierra herida. ¿Qué mundo heredarán nuestros hijos?* Ediciones Destino. Barcelona, 173 págs.
- Delvert, C. (1968): «L'erosion de grès d'Angkor». En: Birot, P.; Henin, S.; Guillien, Y., y Delvert, J. (Eds.): *Contribution à l'Etude de la Désagrégation des Roches*. Centre de Documentation Universitaire. Paris, 49-56.
- Demangeot, J. (1976): *Les Espaces Naturels Tropicaux*. Masson. Paris, 190 págs.
- Demangeot, J. (1981): *Les Milieux Naturels Désertiques*. SED. Paris, 261 págs.
- Demangeot, J. (1996): «Certitudes et incertitudes du "global change"». *Bulletin Association de Géographes Françaises*, 4, 278-282.
- Demany, P. (1990): «Population». En: Turner, B. L.; Clark, W. C.; Kates, R. W.; Richards, J. F.; Matthews, J. T., y Meyer,



- W. D. (Eds.): *The Earth as Transformed by Human Action*. Cambridge University Press. Cambridge, 41-54.
- Demek, J. (1964): «Castle koppies and tors in the Bohemian highland (Czechoslovakia)». *Biuletyn Peryglacjalny*, 14, 195-216.
- Demek, J. (1965): «Slope development in granite areas of Bohemian massif (Czechoslovakia)». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band*, 5, 82-106.
- Demek, J. (1969): «Cryogenic processes and the development of cryoplanation terraces». *Biuletyn Peryglacjalny*, 18, 115-125.
- Demek, J. (1973): «Quaternary relief development and man». *Geoforum*, 15, 68-71.
- Demek, J. (Ed.): (1972): *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*. Czechoslovak Academy of Sciences. Akademia. Praga, 344 págs.
- Demek, J., y Embleton, C. (Eds.) (1978): *Guide to Medium-Scale Geomorphological Mapping*. I. G. U. Commission on Geomorphological Survey and Mapping. Akademia. Praga. 348 págs.
- Dendy, F. E., y Bolton, G. C. (1976): «Sediment yield-runoff drainage area relationships in the United States». *Journal of Soil and Water Conservation*, 31, 264-266.
- Deng, O.; Fergmin, S.; Shilong, Z.; Mengluan, L. Tielin, W.; Weiqi, Z.; Burchfel, B. S.; Molnar, P., y Peizhen, Z. (1984): «Active faulting and tectonics of the Ningxia-Hui Autonomous Region, China». *Journal of Geophysical Research*, 89, 4427-4445.
- Denny, C. S. (1967): «Fans and pediments». *American Journal of Science*, 265, 81-105.
- Derbyshire, E. (1973): «Introduction». En: Derbyshire, E. (Ed.): *Climatic Geomorphology*. Macmillan. London, 11-18.
- Derbyshire, E. (1976): «Geomorphology and climate: background». En: Derbyshire, E. (Ed.): *Geomorphology and Climate*. Wiley. London, 1-24.
- Derbyshire, E. (1977): «Periglacial environments». En: Hails, J. R. (Ed.): *Applied Geomorphology*, Elsevier. Amsterdam, 227-276.
- Derbyshire, E. (1983a): «On the morphology, sediments and origin of the Loess Plateau of central China». En: Gardner, R. A. M., y Scoging, H. (Eds.): *Megageomorphology*, Oxford University Press. Oxford, 172-194.
- Derbyshire, E. (1983b): «Origin and characteristics of some Chinese loess at two locations in China». En: Brookfield, M. E., y Ahlbrandt, T. S. (Eds.): *Eolian Sediments and Processes*, Elsevier. Amsterdam, 69-90.
- Derbyshire, E., y Evans, I. S. (1976): «The climatic factor in cirque variation». En: Derbyshire, E. (Ed.): *Geomorphology and Climate*, John Wiley, 447-494.
- Derbyshire, E., y Love, M. A. (1986): «Glacial environments». En: Fookes, P. G., y Vaughan (Eds.): *A Handbook of Engineering Geomorphology*. Chapman and Hall. New York, 66-81.
- Derbyshire, E.; Fort, M., y Owen, L. A. (2001): «Geomorphological hazards along the Karakoran Highway: Khumjerab Pass to the Gilgit River, Northernmost Pakistan». *Erdkunde*, 55, 49-71.
- Derruau, M. (1965): *Précis de Géomorphologie*. Masson et Cie. Paris. (Trad. esp. L. Solé Sugrañes, Ediciones Ariel, Barcelona, 442 págs.).
- Derruau, M. (1974): *Précis de Géomorphologie*. Masson. Paris, 453 págs.
- Desir, G.; Gutiérrez Elorza, M.; Gutiérrez Santolalla, F., y Marín, C. (2007): «Las formas y depósitos eólicos de la Depresión del Ebro». En: Sanjaume, E.; Gracia, F. J., y Flor, G. (Eds.). *Las Dunas en España* (en prensa).
- Desir, G.; Gutiérrez-Elorza, M., y Gutiérrez-Santolalla, F. (2003): «Origen y evolución de playas en una zona semiárida con arenas eólicas (región de Coca, Cuenca del Duero, España)». *Boletín Geológico y Minero*, 114, 395-407.
- Dewey, F. F., y Bird, J. M. (1970): «Mountain belts and the new global tectonics». *Journal of Geophysical Research*, 75, 2625-2647.
- Dewey, J. F., y Burke, K. C. (1974): «Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny». *Geology*, 2, 57-60.
- DeWolf, Y. (1988): «Stratified slope deposits». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley. Chichester, 91-110.
- Dhir, R. P.; Kar, A.; Wadhawan, S. K.; Rajaguru, S. N.; Misra, V. N.; Singhvi, A. K., y Sharma, S. B. (1992): *Thar Desert in Rajasthan. Land, Man and Environment*. Geological Society of India. Bangalore, 191 págs.
- Dias de Avila-Pires, F. (1974): «Caracterizao zoogeográfica de Provincia Amazônica». *Anales Academia de Ciencias do Brasil*, 46, 133-181.
- Díaz de Terán, J. R., y Cendrero, A. (1992): «Riesgos geológicos en España». *XXVI Curso de Geología Práctica*. Universidad de Verano. Teruel, 179-231.
- Díaz de Terán, J. R.; Cendrero, A.; Araña, V.; Badiola, E. R.; Berge, L.; Carracedo, J. C.; Chacón, J.; Coello, J.; Corominas, J.; Dabrio, C.; Durán, J. J.; Elfzaga, E.; Ferrer, M.; García Fernández, M.; Garzón, M. G.; González Díez, A.; Goy, J. L.; López Martínez, J.; Martínez-Goytre, J.; Mercua, J.; Nuez, J. de la Salinas, J. L.; Soler, V.; Val del, J., y Zazo, C. (1997): *Spain. En: Geomorphological Hazards of Europe*. Elsevier. Amsterdam, 429-456.
- Dickinson, R. E. (1986): «Impact of human activities on climate-a framework». En: Clark, W. C., y Munn, R. E. (Eds.): *Sustainable Development of the Biosphere*. Cambridge University Press. Cambridge, 252-289.
- Dickinson, R. E.; Meleshko, V.; Randall, D.; Sarashik, E.; Silva-Dias, P., y Slingo, A. (1996): «Climate Processes». En: Houghton, J. T. et al. (Eds.): *Climate Change. The Science of Climate Change*. Cambridge University Press. Cambridge, 193-227.
- Diester-Haas, L. (1976): «Late Quaternary climatic variations in Northwest Africa deduced from east Atlantic sediment cores». *Quaternary Research*, 6, 299-314.
- Dietrich, R. V. (1977): «Impact abrasion of harder by softer materials». *Journal of Geology*, 85, 242-246.
- Dietz, R. S. (1961): «Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor». *Nature*, 190, 854-857.
- Díez, A., y Bateman, M. D. (1998): «Interpretación paleoambiental y datación mediante luminiscencia del manto arenoso de la de Tierra de Pinares oriental (Segovia)». *Geogaceta*, 24, 107-110.
- Díez, A.; Bateman, M. D.; López Sáez, J. A., y Vegas, J. (2002): «Procesos eólicos tardiglaciares en la Submeseta Septentrional: cronología del manto arenoso de la Tierra de Pinares». En: Pérez González, A.; Vegas, J., y Machado, M. J. (Eds.): *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 167-175.
- Díez-Herrero, A. (2002): «Condicionantes geomorfológicas de las avenidas y cálculo de caudales y calados». En: Ayala-Car-



- cedo, F. J., y Olcina, J. (Coord.). *Riesgos Naturales*. Ariel Ciencia. Barcelona, 921-952.
- Díez-Herrero, A.; Benito, G., y Laín-Huerta, L. (1998): «Regional palaeoflood databases applied to flood hazards and palaeoclimatic analysis». En: Benito, G.; Baker, V. R., y Gregory, K. J. (Eds.): *Palaeohydrology and Environmental Change*. Wiley. Chichester, 335-347.
- Dikau, R. (2004): «Mass Movement». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, 644-652.
- Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L., y Ibsen, M. L. (1996a): «Introduction». En Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L., e Ibsen, M. L. (Eds.). *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester. 1-12.
- Dikau, R.; Schrott, L., y Dehn, M. (1996b): «Topple». En: Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, L., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 29-41.
- Dixon, J. C. (1994a): «Aridic soils, patterned ground and desert pavements». En: Abrahams, A. L., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman and Hall. London, 64-81.
- Dixon, J. C. (1994b): *Duricrusts*. En: Abrahams, A. D., y Parson, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 82-105.
- Doehring, D. O. (Ed.) (1977): *Geomorphology of Arid Regions*. Allen and Unwin. London, 271 págs.
- Doelling, H. H. (1985): *Geology of Arches National Park*. Utah Geological and Mineral Survey, Map 74.
- Dohrenwend, J. C. (1994): «Pediments in arid environments». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 321-353.
- Dokuchayev, V. V. (1883): *The Russian Chernozem*. St. Petersburg.
- Donn, W. L.; Farrand, W. R., y Ewing, M. (1962): «Pleistocene ice volumes and sea lowering». *Journal of Geology*, 70, 206-214.
- Doorkamp, J. C. (1974): «Tropical weathering and the ultra-microscopic characteristics of regolith quartz on Dartmoor». *Geografiska Annaler*, 56, 73-82.
- Doornkamp, J. C., e Ibrahim, H. A. M. (1990): «Salt weathering». *Progress in Physical Geography*, 14, 335-348.
- Dorn, R. I. (1995): «Alterations of ventifact surfaces at the glacier/desert interface». En: Tchakerian, V. P. (Ed.): *Desert Aeolian Processes*. Chapman and Hall. London, 199-217.
- Dorn, R. I. (1994a): «Rock varnish as evidence of climatic change». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 539-552.
- Dorn, R. I. (1994b): «The role of climatic change in alluvial fan development». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 593-615.
- Dorn, R. I. (1998): *Rock Coatings*. Elsevier. Amsterdam, 429 págs.
- Dorn, R. I. (2003): «Boulder weathering and erosion associated with a wildfire. Sierra Ancha Mountains, Arizona». *Geomorphology*, 55, 155-171.
- Dorn, R. I. (2004): «Desert varnish». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 251-254.
- Dorn, R. I., y Oberlander, T. M. (1981): «Rock varnish origin, characteristics, and usage». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 25, 420-436.
- Dorn, R. I., y Oberlander, T. M. (1982): «Rock varnish». *Progress in Physical Geography*, 6, 317-367.
- Dorn, R. I.; Tanner, D. L.; Turrin, B. D., y Dohrenwend, J. C. (1987): «Cation-ratio dating of Quaternary materials in the east-central Mojave Desert, California». *Physical Geography*, 8, 72-81.
- Douglas, I. (1967): «Man, vegetation and the sediment yield of rivers». *Nature*, 215, 925-928.
- Douglas, I. (1968): «Some hydrological factors in the denudation of limestone terrains». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 12, 241-255.
- Douglas, I. (1969): «The efficiency of humid tropical denudation system». *Transactions Institute British Geographers*, 46, 1-16.
- Douglas, I. (1977): *Humid Landforms*. The MIT Press. Cambridge, 288 págs.
- Douglas, I. (1978): «Tropical geomorphology: present problems and future prospects». En: Embleton, C.; Brunsden, D., y Jones, D. K. C. (Eds.): *Geomorphology. Present Problems and Future Prospects*. Oxford University Press. Oxford, 162-184.
- Douglas, I. (1986): «Hot wetlands». En: Fookes, P. G., y Vaughan, P. R. (Eds.): *A Handbook of Engineering Geomorphology*. Surrey University Press. Glasgow, 137-149.
- Douglas, I., y Spencer, T. (1982): «Introduction: Applied Geomorphology in the Tropics». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 44, 1-3.
- Douglas, I., y Spencer, T. (1985b): «The history of geomorphology in low latitudes». En: Douglas, I., y Spencer, T. (Eds.): *Environmental Change and Tropical Geomorphology*. Allen and Unwin. London, 3-11.
- Douglas, I., y Spencer, T. (1985c): «Present day processes as a key to the effects of environmental change». En: Douglas, I., y Spencer, T. (Eds.): *Environmental Change and Tropical Geomorphology*. Allen and Unwin. London, 39-73.
- Douglas, I., y Spencer, T. (Eds.) (1985a): *Environmental Change and Tropical Geomorphology*. Allen and Unwin. London, 378 págs.
- Dowdeswell, J. A.; Hamilton, G. S., y Hagen, J. O. (1991): «The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions». *Journal of Glaciology*, 37, 388-400.
- Downs, P. W., y Gregory, K. J. (2004): *River Channel Management. Towards Sustainable Catchment Hydrosystems*. Arnold. London, 395 págs.
- Dozier, E. F., y Yancey, T. N. (1993): *Floodproofing Options for Virginia Homeowners*. United States Army Corps of Engineers and Commonwealth of Virginia. Norfolk, Virginia.
- Dragovich, D. (1969): «The origin of cavernous surfaces (tafoni) in granitic rocks of Southern Australia». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 13, 163-181.
- Drake, J. J. (1984): «Theory and model for global carbonate solution by groundwater». En: Lafleur, R. G. (Ed.): *Groundwater as a geomorphic agent*. Allen and Unwin. London, 210-226.
- Dramis, F., y Sorriso-Valvo, M. (1994): «Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics». *Engineering Geology*, 38, 231-243.



- Dreimanis, A. (1953): «Studies of friction cracks along shores of Cirrus Lake and Kasakokwog, Ontario». *America Journal of Science*, 251, 769-783.
- Dreimanis, A. (1988): «Tills: their genetic terminology and classification». En: Goldthwait, R. P., y Matsch, C. L. (Eds.): *Classification of Glacigenic Deposits*, Balkema. Rotterdam, 17-83.
- Dreimanis, A., y Vagners, J. J. (1971): «Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills». En: Goldthwait, R. P. (Ed.): *Till: A Symposium*, Ohio State University Press. Columbus, 237-250.
- Dresch, J. (1938): «Les surfaces de piémont dans les Djebilet et le Massif Central du Grand Atlas». *Compte Rendu Congress Internationale de Géographie*, Vol. 2, section 2a. Amsterdam, págs. 135.
- Dresch, J. (1957): «Pédiments et glaciaires d'érosion, pediplains et inselbergs». *Information Géographique*, 21, 183-196.
- Dresch, J. (1970): «A propos du désert de Chihuahua». *Annales de Géographie*, 79, 51-57.
- Dresch, J. (1982): *Géographie des Régions Arides*. Presses Universitaires de France. Paris, 277 págs.
- Dresselhaus, M. S., y Thomas, I. L. (2001): «Alternative energy technologies». *Nature*, 414, 332-337.
- Drewry, D. (1986): *Glacial Geologic Processes*. Edward Arnold. London, 276 págs.
- Dreybrodt, W. (1988): *Processes in Karst Systems. Physics, Chemistry and Geology*. Springer. Berlin, 288 págs.
- Dreybrodt, W. (2004): «Dissolution: Carbonate Rocks». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 295-298.
- Dreybrodt, W. (2005): «Speleothem Deposition». En: Culver, D. C., y White, W. B. (Eds.): *Encyclopedia of Caves*. Elsevier. Amsterdam, 543-549.
- Drogue, C., y Bidaux, P. (1992): «Structural and hydrogeological origin of the tower karst in southern China». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36, 25-36.
- Droppa, A. (1966): «The correlation of some horizontal caves with river terraces». *Studies in Speleology, Association of the Pengelly Cave Research Centre*, 1, 186-192.
- Duchauffour, P. (1977): *Pédologie. 1. Pédogénese et Classification*. Masson. Paris, 477 págs.
- Duchauffour, P. (1979): «Introduction générale». En: Pedro, M. J. (Ed.): «Alteration des roches cristallines en milieu superficiel». *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Sol*, 2 y 3, 1-3.
- Dueñas, C. (2001): «La mitigación de los efectos de los terremotos desde el punto de vista de la protección civil». En: Capote, R., y Martínez-Díaz, J. J. (Eds.): *El Riesgo Sísmico. Prevención y Seguro*. Consorcio de Compensación de Seguros. Madrid, 199-219.
- Dumas, B. (1967): «Place et signification des glaciaires dans le Quaternaire». *Bulletin Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 3, 223-244.
- Dumitashko, N. V., y Scholz, E. (1978): «Classification of geomorphological maps according to scale». En: Demek, J., y Embleton, C. (Eds.): *Guide to Medium-scale Geomorphological Mapping*. E. Schweizerbart. Stuttgart, pág. 40.
- Dunne, T. (1980): «Formation and control of channel networks». *Progress in Physical Geography*, 4, 211-239.
- Dunne, T., y Aubry, B. F. (1986): «Evaluation of Horton's Theory of sheetwash and rill erosion on basis of field experiments». En: Abrahams, A. D. (Ed.): *Hillslope Processes*. Allen and Unwin. Boston, 31-53.
- Dunne, T., y Dietrich, W. E. (1980): «Experimental study of Horton overland flow on tropical hillslopes. 1. Soil conditions, infiltration and frequency of runoff». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 35, 40-59.
- Dunne, T., y Leopold, L. V. (1978): *Water in Environmental Planning*. Freeman. San Francisco, 818 págs.
- Durán, J. J. (1988): «Riesgos asociados al karst». En: *Riesgos geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 261-283.
- Durán, J. J. (2002): «Riesgos en terrenos kársticos». En: Ayala-Carcedo, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos naturales*. Ariel Ciencia. Barcelona, 365-378.
- Durán, J. J., y Burillo, F. J. (1989): «Riesgos geológicos ligados al karst de España». En: Durán, J. J. y López-Martínez, J. (Eds.): *El Karst en España*. Monografía 4, Sociedad Española de Geomorfología. Madrid, 347-359.
- Durgin, P. B. (1977): «Landslides and the weathering of granite rocks». En: Coates, D. R. (Ed.): *Landslide perspectives*. Reviews in Engineering Geology, vol. 3. Geological Society of America, 127-131.
- Dury, G. H. (1969): «Rational descriptive classification of duricrusts». *Earth Science Journal*, 3, 77-86.
- Dury, G. H. (1971): «Relict deep weathering and duricrusting in relation to the palaeoenvironments of middle latitudes». *Geographical Journal*, 137, 511-522.
- Dury, G. H. (1978): «The future of geomorphology». En: Embleton, C.; Brunsden, D., y Jones, D. K. C. (Eds.): *Geomorphology: Present Problems and Future Prospects*. Oxford University Press. Oxford, 263-274.
- Duxbury, N. S.; Zotikov, A.; Nealson, K. H.; Romanovsky, V. E., y Carsey, F. D. (2001): «A numerical model for an alternative origin of Lake Vostok and its exobiological implications». *Journal of Geophysical Research*, 106, 1453-1462.
- Dyke, A. S., y Prest, V. K. (1987): «Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet». *Géographie Physique et Quaternaire*, 41, 237-264.
- Eagleman, J. R. (1983): *Severe and Unusual Weather*. Van Nostrand Reinhold. New York, 393 págs.
- Eakin, H. M. (1916): «The Yukon-Koyukuk region, Alaska». *United States Geological Survey Bulletin*, 631, 88 págs.
- Eckardt, F. D. (1999): «The origin of sulphur and dissolved sulphate in the Central Namib Desert, Namibia». *Sedimentary Geology*, 123, 255-273.
- Eckardt, F. D. (2004): «Gypcrete». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 507-509.
- Eckardt, F. D., y Spiro, B. (1999): «The origin of sulphur in gypsum and dissolved sulphate in the Central Namib Desert», Namibia. *Sedimentary Geology*, 123, 255-273.
- Eckardt, F. D.; Drake, N. A.; Goudie, A. S.; White, K., y Viles, H. (2001): «The role of playas in the formation of pedogenic gypsum crusts of the Central Namib Desert». *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 177-193.
- Edgren, G. (1993): «Expected economic and demographic developments in coastal zones world-wide. *World Cost '93*, National Institute for Coastal and Marine Management, Coastal Zone Management Centre. Noordwijk, The Netherlands, 367-370.
- Ehlen, J., y Wohl, F. (2002): «Joints and landform evolution in bedrock canyons». *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 23, 237-255.



- Ehler, J. (2005): «Above the weathering front: contrasting approaches to the study and classification of weathered mantle». *Geomorphology*, 67, 7-21.
- Ehlers, J. (1996): *Quaternary and Glacial Geology*. John Wiley. Chichester, 578 págs.
- Ehrlich, P. R., y Holdren, J. P. (1971): «Impact of population growth». *Science*, 171, 1212-1217.
- Ehrlich, P. R.; Ehrlich, A. H., y Holdren, J. P. (1977): *Ecoscience population, resources, environment*. Freeman. San Francisco.
- Eisbacher, G. H., y Clague, J. J. (1984): *Destructive Mass Movement in Mountains: Hazard and Management*. Paper 84-16. Geological Survey of Canada. Ontario, Ottawa, 230 págs.
- Eissmann, L. (1981): Periglaciäre prozesse und permafroststrukturen aus sechs kaltzeiten des quartär. Ein beitrage zur periglazialgeologie aus des sicht des Saale-Elbe-Gebiets. *Altenerburger Naturwissenschaftliche Forschung*, 1, 171 págs.
- Ellenberger, F. (1988): *Histoire de la Géologie. Tome I. Des Anciens à la première moitié du XVIII<sup>e</sup> Siècle*. Technique et Documentation-Lavoisier. Paris, 352 págs.
- Elliot, T. (1986): «Deltas». En: Reading, H. G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell. Oxford, 113-154.
- Ellison, W. D. (1944): «Studies of raindrop erosion». *Agricultural Engineering*, 25, 131-136, 181-182.
- El-Sabb, M. I., y Murty, T. S. (1988): *Natural and Man-Made Hazards*. Reidel Pub. Co. 894 págs.
- Elson, J. A. (1989): «Comment on glaciectonite, deformation till and comminution till». En: Goldthwait, R. P., y Matsch, C. L. (Eds.): *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*. Balkema. Rotterdam, 85-88.
- Elvidge, C. D., y Moore, C. B. (1979): «A model for desert varnish formation». *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11, 271.
- Embabi, N. S. (1999): «Playas of the western desert, Egypt». *Annales Academiae Scientiarum Fennicae Geologica-Geographica*, 160, 5-47.
- Embleton, C. (1979a): «Glacial Processes». En: Embleton, C., y Thornes, J. (Eds.): *Process in Geomorphology*. Arnold. London, 272-306.
- Embleton, C. (1979b): «Nival processes». En: Embleton, C., y Thornes, J. (Eds.): *Process in Geomorphology*. Arnold. Londres, 307-314.
- Embleton, C. (1989): «Natural hazards and global change». *ITC Journal*, 1989, 169-178.
- Embleton, C., y King, C. A. M. (1975a): *Glacial Geomorphology*. Arnold. London, 573 págs.
- Embleton, C., y King, C. A. M. (1975b): *Periglacial Geomorphology*. Arnold. Londres, 203 págs.
- Emery, K. O. (1960): «Weathering of the Great Pyramids». *Journal Sedimentary Petrology*, 30, 140-143.
- Emery, K. O., y Aubrey, D. F. (1991): *Sea levels, Land Levels and Tide Gauges*. Springer Verlag. New York.
- Emery, K. O., y Kuhn, G. G. (1982): «Sea cliffs: Their processes, profiles and classification». *Geological Society of America Bulletin*, 93, 644-654.
- Emiliani, C. (1955): «Pleistocene paleotemperatures». *Journal of Geology*, 63, 539-578.
- Emmett, W. W. (1978): «Overland flow». En: Kirkby, M. J. (Ed.): *Hillslope Hydrology*, Wiley. Chichester, 145-176.
- Engle, C. E., y Sharp, R. P. (1958): «Chemical data on desert varnish». *Bulletin of the Geological Society of America*, 69, 487-518.
- EPICA community members, 2004: «Eight glacial cycles from an Antarctic ice core». *Nature*, 429, 623-628.
- EPOCH (European Community Programme) (1993): En: Flageollet, J. C. (Ed.): *Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community*, 3 vols.
- Eraso, A.; Trzhtinskij, Y., y Castrillo, A. (1995): «Dolinas de colapso y karst en yeso en la plataforma cámblica del este de Siberia». *Boletín Geológico y Minero*, 106, 373-378. Madrid.
- Erhardt, H. (1951): «Sur l'importance des phénomènes biologiques dans la formation des cuirasses ferrugineuses en zone tropicale». *Compte Rendus de la Académie des Sciences de Paris*, 223, 805-806.
- Erhart, H. (1955): «"Biostase" et "Rhexistase". Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pedogenèse en tant que phénomène géologique». *Compte Rendus de la Académie des Sciences de Paris*, 241, 1218-1220.
- Erhart, H. (1967): *La Genèse des Sols en tant que Phénomène Géologique. Esquisse d'une Théorie Géologique et Géochimique. Biostase et Rhexistase*. Masson. Paris, 177 págs.
- Erickson, G. E.; Ramírez, C. F.; Concha, J. F.; Tisnado, G. M., y Urquidí, F. B. (1989): «Landslide hazards in the central and Southern Andes». En: Brabb, E. E., y Harrod, B. L. (Eds.): *Landslides: Extent and Economic Significance*. Balkema. Rotterdam, 111-118.
- Esbert, R. M.; Díaz-Pache, F.; Grossi, C. M.; Alonso, F. J., y Ordaz, F. (2001): «Airborne particulate matter around the Cathedral of Burgos (Castilla y León, Spain)». *Atmospheric Environmental*, 35, 441-452.
- Esbert, R. M.; Gutiérrez, M.; Ordaz, J.; Meléndez, A.; Sancho, C.; Montoto, M.; Suárez del Río, L. M.; Calleja, L.; Gómez, V.; Alonso, F. J., y Rodríguez, A. (1987): *Estudio Geológico y Alterológico de los Materiales Pétreos de San Juan de la Peña: Especial Referencia a sus Capiteles Románicos*. Departamento de Cultura. Diputación General de Aragón. Zaragoza, 90 págs.
- Esbert, R. M.; Marcos, R. M., y Montoto, M. (1983): *Las piedras de la Catedral de Oviedo y su Deteriorización*. Colegio Oficial de Aparejadores y Arquitectos Técnicos de Asturias. Oviedo, 145 págs.
- Esbert, R. M.; Ordaz, J.; Alonso, F. J., y Montoto, M. (1997): *Manual de Diagnóstico y Tratamiento de Materiales Pétreos y Cerámicos*. Col-legi d'Aparelladors i Arquitectes Tècnics de Barcelona. Barcelona, 126 págs.
- Espíndola, J. M.; Macías, J. L.; Godínez, M. L., y Jiménez, Z. (2002): «La erupción del 1982 del volcán Chichónal, Chiapas, México». En: Hubp, J. L., e Inbar, M. (Eds.): *Desastres naturales en América Latina*. Fondo de Cultura Económica. México, 37-65.
- Esteban, M., y Klappa, C. F. (1983): «Subaerial exposure environment». En: Scholle, A.; Bebout, D. G., y Moore, C. H. (Eds.): *Carbonate Depositional Environments*. American Association Petroleum Geologists. Tulsa, 1-55.
- Etzelmüller, B., y Hagen, J. D. (2004): «Deglaciation». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 233-237.
- Eugster, H. P., y Hardie, L. A. (1975): «Sedimentation in an ancient playa-lake complex: the William Peak Member of the Gran River Formation of Wyoming». *Bulletin of the Geological Society of America*, 86, 319-334.
- Eugster, H. P., y Hardie, L. A. (1978): «Saline lakes». En: Lerman, A. (Ed.): *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*, Springer-Verlag. New York, 237-293.



- Eugster, H. P., y Kelts, K. (1983): «Lacustrine chemical sediments». En: Goudie, A. S., y Pye, K. (Eds.): *Chemical Sediments and Geomorphology*, Academic Press. London, 321-367.
- Evans, D. J. A. (2004a): «Surging glaciers». In: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, 1028-1029.
- Evans, D. J. A. (2004b): «Fjord». In: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, 374-376.
- Evans, D. M. (1966): «Man-made earthquakes in Denver». *Geotimes*, 10(9), 11-18.
- Evans, I. S. (1969): «The geomorphology and morphometry of glacial and nival areas». En: Chorley, R. J. (Ed.): *Water, Earth and Man*, Methuen, 369-380.
- Evans, I. S. (1969-70): «Salt crystallization and rock weathering: a review». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 19, 153-177.
- Evenari, M. L.; Shanan, N., y Tadmor, N. H. (1971): *The Negev: the Challenge of a Desert*. Harvard University Press. Cambridge.
- Evenson, E. B. (1971): «The relationship of macro and micro-fabric of till and the genesis of glacial landforms in Jefferson County, Wisconsin». En: Goldthwait, R. P. (Ed.): *Till: A Symposium*, Ohio State University Press. Columbus, 345-364.
- Everard, C. E. (1963): «Contrasts in the form and evolution of hill-side slopes in central Cyprus». *Transaction Institute British Geographers*, 32, 31-47.
- Eybergen, F. A., e Imeson, A. C. (1989): «Geomorphological processes and climatic change». *Catena*, 16, 307-319.
- Eyles, N. (1993): «Earth's glacial record and its tectonic setting». *Earth-Science Reviews*, 35, 1-248.
- Faci, E.; Rodríguez-Avil, J. I., y Jugo, J. (1988): «Estabilización y establecimiento de medidas preventivas en un talud rocoso en Azagra (Navarra)». *II Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables*. Andorra la Vella, 485-496.
- Fagan, B. (2000): *The Little Ice Age. How Climate Made History 1330-1850*. Basic Books. New York, 246 págs.
- Fahey, B. D. (1986): «A comparative laboratory study of salt crystallisation and salt hydration as potential weathering agents in deserts». *Geographiska Annaler*, 68A, 107-111.
- Fair, T. J. D. (1947): «Slope form and development in the interior of Natal. South Africa». *Transaction Geological Society of South Africa*, 50, 105-120.
- Fair, T. J. D. (1948): «Hill-slopes and pediments of the semi-arid Karroo». *South Africa Geographical Journal*, 30, 71-79.
- Fairbanks, R. G. (1989): «A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation». *Nature*, 342, 637-642.
- Fairbanks, R. G.; Mortlock, R. A.; Chiu, T. C.; Cao, L.; Kaplan, A.; Guilderson, T. P.; Fairbanks, T. W.; Bloom, A. L.; Grotes, P. M., y Nadeau, M. J. (2005): «Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years and  $^{14}\text{C}$  dates in pristine corals». *Quaternary Science Reviews*, 24, 1.781-1.796.
- Fairbridge, R. W. (1961): «Eustatic changes in sea level». *Physics and Chemistry of the Earth*, 4, 99-185.
- Fairbridge, R. W. (1968a): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, 1295 págs.
- Fairbridge, R. W. (1968b): «Terraces, fluvial-environmental controls». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold. New York, 1124-1138.
- Fairbridge, R. W. (1968c): «Fjord, fiord». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*, Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, 358-359.
- Faniran, A., y Jeje, L. K. (1983): *Humid Tropical Geomorphology*. Longman. London, 414 págs.
- FAO (1988): *Manuel de fixation des dunes*. Danida. Roma, 57 págs.
- Farmer, G., y Wigley, T. M. L. (1985): *Climatic Trends for Tropical Africa. A research report for overseas development administration*. Climatic Research Unit. School of Environmental Sciences. University East Anglia. Norwich, 136 págs.
- Farr, T. G., y Adams, J. B. (1984): «Rock coatings in Hawaii». *Bulletin of the Geological Society of America*, 95, 1077-1083.
- Farrant, A. (2004): «Paleoenvironments: Clastic Cave Sediments». En: Gunn, J. (Ed.) *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 553-555.
- Farrell, K. M. (1987): «Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River region, Louisiana». En: Erhridge, F. E.; Flores, R. M., y Harvey, M. D. (Eds.): *Recent Development in Fluvial Sedimentology*. Society Economic Paleontology Mineralogy, Publ. 19, 111-120.
- Farrell, K. M. (2001): «Geomorphology, facies architecture, and high resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland marshes, Saskatchewan». *Sedimentary Geology*, 139, 93-150.
- Faulkner, H.; Spirey, D., y Alexander, R. (2000): «The role of some sites of geochemical processes in the development and stabilisation of three badland sites in Almería, Southern Spain». *Geomorphology*, 35, 87-99.
- Favis-Mortlock, D. (2004): «Rill». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 852-853.
- Fayzullin, R. M. (1969): «Lithological-facies characteristics and the gold contents of a series of conglomerates of the Kamensk deposit». *Chemical Abstracts*, 70, 108202b.
- Feigl, K. L.; Agnew, D. C.; Bock, Y.; Dong, D.; Donellan, A.; Hager, B. H.; Herring, T. A.; Jackson, D. D.; Jordan, T. H.; King, R. W.; Larsen, S.; Larson, K. M.; Murray, M. H.; Shen, Z., y Webb, F. H. (1993): «Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California, 1984-1992». *Journal of Geophysical Research*, 98, 21677-21712.
- Feininger, T. (1971): «Chemical weathering and glacial erosion of crystalline rocks and the origin of till». *United States Geological Survey Professional Paper*, 750 C, 65-81.
- Fenelon, P. (1974): «Karst de type tropical sous climat tempéré. Phénomènes karstiques, II». *Memoires et Documents du CNRS*, 15, 95-103.
- Ferguson, R. I. (1973): «Sinuosity of supraglacial streams». *Bulletin of the Geological Society of America*, 84, 251-256.
- Fernández-Nieto, C.; Fernández Rubio, R.; Gutiérrez Elorza, M., y Arrese, F. (1981): «Papel de la karstificación en la génesis de los yacimientos de Sierra Menera (Teruel y Guadalajara)». *Boletín Geológico y Minero*, 92, 127-140.
- Fernández-Rubio, R. (1976): «Hidrogeología aplicada a la minería». *Industria Minera*. Madrid, 170, 15-36.
- Fernández-Rubio, R. (1989): «Minería y Karst en España». En: Durán, J. J., y López-Martínez, J. (Eds.): *El Karst en España*. Monografía 4, Sociedad Española de Geomorfología. Madrid, 373-380.
- Fernández-Rubio, R., y Benavente, J. (1984): «Estudio hidroquímico de los aportes de agua a la mina de Reocín (Canta-



- bria)». *VII Congreso Internacional de Minería Metálica*. Barcelona, 2, 257-268.
- Finkel, H. J. (1959): «The barchans of southern Peru». *Journal of Geology*, 67, 614-647.
- Finkl, C. J. (1993): «Pre-emptive strategies for enhanced sand bypassing and beach replenishment activities in southeast Florida beaches». *Journal of Coastal Research*, 18, 59-89.
- Finkl, C. W., y Walker, H. J. (2005): «Beach Nourishment». En: Schwartz, M. L. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 147-161.
- Fioll, L.L.; Fornós, J. J., y Ginés, A. (1996): «Effects of biokarstic processes on the development of solutional rillenkarren in limestones rocks». *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 447-452.
- Fisher, O. (1868): «On the disintegration of a chalk cliff». *Geological Magazine*, 3, 254-256.
- Fisher, O. (1872): «On cirques and taluses». *Geological Magazine*, 9, 10-12.
- Fisher, R. V., y Schmincke, H. V. (1984): *Pyroclastic rocks*. Springer, Berlín, 472 págs.
- Fisher, R. V.; Heiken, J., y Hulen, J. B. (1997): *Volcanoes. Crucibles of Change*. Princeton, New Jersey, 315 págs.
- Fisk, H. N. (1944): *Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River*. River Commission. Vicksburg, 78 págs.
- Fisk, H. N. (1947): *Fine-grained alluvial deposits and their effects on Mississippi River activity*. Mississippi River Commission. Vicksburg. Mississippi, 78 págs.
- Fitzpatrick, E. A. (1963): «Deeply weathered rock in northeast Scotland, its occurrence, age and contribution to the soils». *Journal of Soil Science*, 14, 33-42.
- Flageollet, J. C. (1989): *Les Mouvements de Terrain et leur Prevention*. Masson. Paris, 224 págs.
- Flageollet, J. C., y Weber, D. (1996): «Fall». En: Dikau, R. Brunsden, D.; Schrott, L., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 13-28.
- Fletcher, J. E., y Carroll, P. H. (1948): «Some properties of soils associated with piping in southeastern Arizona». *Soil Science Society of America Proceedings*, 13, 545-547.
- Flint, R. F. (1971): *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley. New York, 892 págs.
- Flor, G. (1990): «Tipología de dunas eólicas, procesos de erosión-sedimentación y evolución costera de la Provincia de Huelva (Golfo de Cádiz occidental, S de España)». *Estudios Geológicos*, 46, 91-109.
- Flor, G. (2004): *Geología Marina*. Libr. SERVITEC. Oviedo. 644 págs.
- Florsheim, J. L.; Keller, E. A., y Best, D. W. (1991): «Fluvial sediment transport in response to moderate storm flows following Chaparral Wildlife, Ventura County, Southern California». *Geological Society of America Bulletin*, 103, 504-511.
- Flyberger, S. F.; Ahlbrandt, T. S., y Andrews, S. (1979): «Origin, sedimentary features and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado». *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 733-746.
- Flyberger, S., y Goudie, A.S. (1981): «Arid Geomorphology». *Progress in Physical Geography*, 5, 420-428.
- Folland, C. K.; Karl, T. R., y Christy, J. R. et al.; (2001): «Observed climate variability and change». En: Houghton, J. T.; Ding, Y.; Griggs, D. J.; Noguer, M.; Liden, P. J. van der, Dai, X.; Maskell, K., y Johnson, C. A. (Eds.): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press. Cambridge, 99-181.
- Fölster, H. (1969): «Slope development in SW Nigeria during the late Pleistocene and Holocene». *Göttinger Bodenkundliche Berichte*, 10, 3-56.
- Font Tullot, I. (1988): *Historia del Clima en España. Cambios Climáticos y sus Causas*. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid, 296 págs.
- Fookes, P. G. (1977): «First Glossop Lecture: Geology for Engineers: the geological model, prediction and performance». *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 30, 290-342.
- Fookes, P. G. (2005): «Hot Wetland». En: Fookes, P. G.; Lee, E. M., y Milligan, G. (Eds.): *Geomorphology for Engineers*. Whittles Publ.; Caithness, United Kingdom, 473-500.
- Fookes, P. G. (Ed.) (1997): *Tropical Residual Soils*. Geological Society Engineering Group Working Party Revised Report. Geological Society Publishing. London.
- Fookes, P. G., y Vaughan, P. R. (1986) (Eds.): *A Handbook of Engineering Geomorphology*. Chapman and Hall. New York, 343 págs.
- Fookes, P. G.; Lee, E. M., y Milligan, G. (Eds.) (2005): *Geomorphology for Engineers*. Whittles. Caithness, 851 págs.
- Foose, R. M. (1953): «Ground water behaviour in the Hershey Valley, Pennsylvania». *Geological Society American Bulletin*, 64, 623-645.
- Ford, D. C. (1965): «The origin of limestone caverns: a model from the central Mendip Hills, England». *National Speleological America Society Bulletin*, 27, 109-132.
- Ford, D. C. (1979): «A review of alpine karst in the Southern Rocky Mountains of Canada». *National Speleological Society of America, Bulletin*, 41, 53-65.
- Ford, D. C. (1983): «Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada». *Journal of Hydrology*, 61, 149-158.
- Ford, D. C. (1997): «Principal features of the evaporites in Canada». *Carbonates and Evaporites*, 12, 15-23.
- Ford, D. C. (2004): «Karst». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 473-475.
- Ford, D. C., y Williams, P. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman and Hall. London, 601 págs.
- Ford, D. C., y Williams, P. (2007): *Karst Hydrology and Geomorphology*. Wiley. Chichester, 562 págs.
- Forman, S. L.; Nelson, A. R., y McCalpin (1991): «Thermoluminescence dating of fault scarp derived colluvium: Deciphering the timing of paleoearthquakes on the Wasatch fault zone, north-central Utah». *Journal Geophysical Research*, 96, 595-605.
- Fornós, J. J., y Ginés, A. (1996): *Karren Landforms*. Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca, 450 págs.
- Forti, P. (1996): «Speleothems and cave minerals in gypsum caves». *International Journal of Speleology*, 25, 91-104.
- Forti, P., y Hill, C. A. (2004): «Speleothems: Evaporite». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 692-695.
- Fosberg, F. R.; Garnier, B. J., y Kuchler, A. W. (1961): «Delimitation of the humid tropics». *Geographical Review*, 51, 333-347.
- Foster, G. R., y Meyer, L. D. (1975): «Mathematical simulation of upland erosion using fundamental erosion mechanics». En: *Present and prospective technology for predicting sedi-*



- ment yields and sources, U. S. Agricultural Research Service Report ARS-S-40. MS: U. S. Department of Agriculture, 190-207.
- Fouqué, F.; Lèvy, M.; Bertrand, M.; Barrois, Offret, Kilian, Bergeron y Bréon (1889): «Études relatives au temblement de terre du 25 décembre 1884 et à la constitution géologique du sol ébranlé par les secousses. *Memoires de la Academie de Sciences, Institut National de France*, 30, 772 págs.
- Fournier, F. (1960): *Climat et Erosion: La Relation entre l'Erosion du Sol par l'Eau et les Précipitations Atmosphériques*. Presses Universitaires de France. Paris, 201 págs.
- Fowler, C. M. R. (2005): *The Solid Earth. An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press. Cambridge, 685 págs.
- Fox, W. T. (2005): «Bioerosion». En: Schwartz, M. T. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 191-192.
- Francesco, F. de, Colado, V.; Schnack, E.; Schnack, J., y García-Lozano, L. (2002): «La inundación de 1982/1983 en la porción argentina de la cuenca del Río Paraná». En: Hubp, J. L., e Inbar, M. (Eds.): *Desastres Naturales en América Latina*. Fondo de Cultura Económica. México, 317-333.
- Francis, C. (1994): «Plants on desert hillslopes». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 243-254.
- Francis, P. (1993): *Volcanoes. A Planetary Perspective*. Oxford University Press, New York, 443 págs.
- Francis, P. W.; Gardeweg, M.; O'Callaghan, L. J.; Ramírez, P. F., y Rothery, D. A. (1985): «Catastrophic debris avalanche deposit of Socampa volcano, north Chile». *Geology*, 13, 600-603.
- Franckel, H. (1988): «From continental drift to plate tectonics». *Nature*, 335-127-130.
- Francou, B. (1988): «Eboulis stratifiés dans les Hautes Andes Centrales du Pérou». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32, 47-76.
- Frank, A., y Kocurek, G. (1996): «Airflow up the stoss slope of sand dunes: limitations of current understanding». *Geomorphology*, 17, 47-54.
- Franke, M. W. (1965): «The theory behind stalagmite shapes». *Studia Speologica*, 1, 89-95.
- Freedman, B. (1999): «Alaska Highway». En: Cunningham, W. P., y Cooper, T. H.; Gordham, E., y Hepworth, M. T. (Eds.): *Environmental Encyclopedia*. Jaico. Mumbai, 29-30.
- French, H. M. (1971): «Slope asymmetry of the Beaufort Plain, northwest Banks Island, N. W. T. Canada». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 717-731.
- French, H. M. (1987): «Permafrost and ground ice». En: Gregory, K. J., y Walling, D. E. (Eds.): *Human activity and environmental processes*. Wiley. Chichester, 237-269.
- French, H. M. (1996): *The Periglacial Environment*. Longman. Edimburgh, 341 págs.
- French, H. M. (1998): «An appraisal of cryostratigraphy in northwest arctic Canada». *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 297-312.
- French, H. M., y Egginton, P. (1973): «Thermokarst development, Banks Island, Western Canadian Arctic». En: *Permafrost: North American Contribution, Second International Permafrost Conference, Yakutsk, USSR*. National Academy of Science, Publication 2115, 203-212. Washington, DC.
- French, H. M., y Karte, J. (1988): «A periglacial overview». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 463-473.
- French, H. M.; Harris, S. A., y Van Everdingen, R. O. (1983): «The Klondike and Dawson». En: French, H. M., y Heginbottom, J. A. (Eds.): *Guidebook to Permafrost and Related Features of the Northern Yukon Territory and Mackenzie Delta, Canada*. 4th International Conference of Permafrost. Division of Geological and Geophysical Surveys, State of Alaska, 35-63. Fairbanks.
- Frenzel, G. (1989): «The tafoni weathering of granites». En: *Weathering; its Products and Deposits. Vol. 1: Processes*. Theophrastus. Atenas, 421-435.
- Friedman, J. D. et al. (1971): «Observations on icelandic polygon and palsa areas. Photointerpretation and field studies». *Geografiska Annaler*, 53, 115-145.
- Friend, S. (2002): *Sinkholes*. Pineapple Press. Sarasota, Florida, 96 págs.
- Frostick, L. E.; Reid, I., y Layman, J. T. (1983): «Changing size distribution of suspended sediment in arid-zone flash floods». *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 6, 97-106.
- Frumkin, A. (1994): «Hydrology and denudation rates of halite karst». *Journal of Hydrology*, 162, 171-189.
- Frumkin, A. (1995): «Morphology and development of salt caves». *Bulletin of the National Speleological Society*, 56, 82-95.
- Frumkin, A. (1996): «Determining the exposure age of a karst landscape». *Quaternary Research*, 46, 99-106.
- Frumkin, A. (2000a): «Dissolution of salt». En: Klimchouk, A. B.; Ford, D. C.; Palmer, A. N., y Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, 169-170.
- Frumkin, A. (2000b): «Speleogenesis in salt. The Mount Sedom Area, Israel». En: Klimchouk, A. B.; Ford, D. C.; Palmer, A. N., y Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, 443-451.
- Frumkin, A. (2004): «Sedom Salt Karst, Israel». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 637-639.
- Frumkin, A., y Ford, D. C. (1995): «Rapid entrenchment of stream profiles in the salt caves of Mount Sedom, Israel». *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 139-152.
- Frumkin, A., y Forti, P. (1997): «Liquid Crystal Cave». En: Hill, C. A., y Forti, P. (Eds.): *Cave Minerals of the World*. National Speleological Society. Huntsville, Alabama.
- Frumkin, A.; Magaritz, M.; Carmi, I., y Zak, I. (1991): «Holocene climatic record of the salt caves of Mount Sedom, Israel. *The Holocene*, 1, 191-200.
- Frumkin, A.; Schwarcz, P., y Ford, D. C. (1992): «Evidence for isotopic equilibrium in stalagmites from caves in a dry region: Jerusalem, Israel. *Israel Journal of Earth Sciences*, 43, 221-230.
- Fryberger, S. G., y Ahlbrandt, T. S. (1979): «Mechanism for the formation of aeolian sand seas». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23, 440-460.
- Fryberger, S. G., y Goudie, A. S. (1981): «Arid geomorphology». *Progress of Physical Geography*, 5, 420-428.
- Frye, J. C., y Willman, H. B. (1973): «Wisconsinian climatic history interpreted from Lake Michigan lobe deposits and soils». *Geological Society of America, Memoir* 136, 135-152.
- Furdada, G. (1996): *Estudi de les Allaus al Pirineu Occidental de Catalunya: Predicció Espacial i Aplicacions de la Cartografia*. Geoforma. Logroño, 315 págs.



- Furrer, G. (1968): «Untersuchungen an Strukturböden in Ostspitzbergen, ihre Bedeutung für die Erforschung rezenter und fossiler Frostmusterformen in den Alpen bzw. im Alpenvorland». *Polarforschung*, 6, 202-206.
- Furrer, G. (1972): «Bewegungsmessungen auf solifluktsdecken». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 13, 87-101.
- Fuster, J. M. (1992): *Vulcanismo, riesgos cercanos y remotos*. Discurso inaugural del Año Académico 1992-1993. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid, 23 págs.
- Gaillardet, J. (2004): «Denudation». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 240-244.
- Gaillardet, J.; Dupré, B.; Louvat, P., y Allègre, C. (1999): «Global silicate weathering of silicates estimated from large river geochemistry». *Chemical Geology*, 159, 3-30.
- Galit, K.; Yehouda, E., y Yehuda, E. (1995): «Lake-level variations and active tectonism in the holocene fan-delta of Nahal Darga, Dead Sea region, Israel». *International Conference on Geomorphic Response of Mediterranean and Arid Areas to Climate Change. Post-Conference Negev Fieldtrip*, 56-67.
- Gallart, F., y Llorens, P. (1996): «Los efectos hidrológicos de la recuperación del bosque en áreas de montaña». En: Lasanta, T., y García-Ruiz, J. M. (Eds.): *Erosión y Recuperación de Tierras en Áreas Marginales*. Sociedad Española de Geomorfología-Logroño, 73-78.
- Gallart, F.; Solé, A.; Puigdefábregas, J., y Lázaro, R. (2002): «Badland systems in the Mediterranean». En: Bull, L. J., y Kirkby, M. J. (Eds.): *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology and Semiarid Channels*. Wiley. Chichester, 299-326.
- Galloway, W. E. (1975): «Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional system». En: Broussard, M. L. (Ed.): *Deltas: Models for Exploration*. Houston Geological Society. Houston, 87-98.
- Galon, R. (1954): «Les principaux paysages morphologiques du monde au pont de vue des profils synthétiques qui les caractérisent». *Czasopismo Geogr.*, 25, 26-37.
- Galvin, C. J. (1968): «Breaker type classification on three laboratory beaches». *Journal of Geophysical Research*, 73, 3651-3659.
- Gams, I. (1978): «The polje: the problem of definition». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22, 170-181.
- Gams, I. (1992): «Les influences des climats dans les régions karstiques». En: *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, 520 págs.
- Gams, I. (2005): «Tectonic impact on poljes and minor basins (case studies of Dinaric Karst)». *Acta Carsologica*, 34, 25-29.
- Gams, I.; Nicod, J.; Julia, M.; Anthony, E., y Sauro, U. (1993): «Environmental change and human impacts on the mediterranean karst of France, Italy and Dinaric region». En: Williams, P. W. (Ed.): *Karst terrains: Environmental Changes and Human Impact*. Catena. Supplement 25. Cremlingen, 59-98.
- Garay, P. (1986): «Informe geológico sobre la sima de hundimiento de Pedreguer (Provincia de Alicante)». *Jornadas sobre el Karst en Euskadi*. San Sebastián, 323-333.
- García de Celis, A. (2002): «Formas periglaciares relictas en la Sierra del Suspirón (Cordillera Cantábrica, León): Campos de bloques». En: Serrano, E., y García, A. (Eds.): *Periglacialismo en Montaña y Altas Latitudes*. Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid, 37-52.
- García Ruiz, J. M.; Martí Bono, C.; Valero Garcés, B.; González Sampériz, P.; Lorente, A.; Beguería, S., y Edwards, L. (2000): «Derrubios de ladera en el Pirineo central español: Significación cronológica y paleoclimática». En: Peña, J. L.; Sánchez-Fabre, M., y Lozano, M. V. (Eds.): *Procesos y Formas Periglaciares en la Montaña Mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel, 63-79.
- García Ruiz, J. M.; White, S.; Martí, C.; Valero, B.; Errea, M. P., y Gómez, A. (1996): *La Catástrofe del Barranco de Arás (Bisecas, Pirineo Aragonés)*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Zaragoza, 54 págs.
- García Salmerón, J. (1967): *Erosión Eólica*. Ministerio de Agricultura. Madrid, 579 págs.
- García-Ruiz, J. M., White, S. M.; Lasanta, T.; Martí, C.; González, C.; Errea, M. P.; Valero, B., y Ortigosa, L. (1997): «Assessing the effect of land-use changes of sediment yield and channel dynamics in the Central Spanish Pyrenees». *Human Impact on Erosion and Sedimentation*. International Association Hydrological Sciences, 245, 151-158.
- García-Ruiz, J. M.; Valero-Garcés, B. L.; Martí-Bono, C., y González-Sampériz, P. (2003): «Asynchronicity of maximum glacial advances in the central Spanish Pyrenees». *Journal of Quaternary Science*, 18, 61-72.
- García-Ruiz, J. M.; Valero-Garcés, B.; González-Sampériz, P.; Lorente, A.; Martí-Bono, C.; Beguería, S., y Edwards, L. (2001): «Stratified scree in the Central Spanish Pyrenees: paleoenvironmental implications». *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 233-242.
- Gardiner, V., y Dackombe, R. (1983): *Geomorphological Field Manual*. George Allen and Unwin. London, 254 págs.
- Gardner, J. S. (1987): «Evidence for headwall weathering zones, Boundary Glacier, Canadian Rocky Mountains». *Journal of Glaciology*, 33, 60-67.
- Gardner, L. R. (1972): «Origin of the Mormon Mesa caliche, Clark County, Nevada». *Bulletin of the Geological Society of America*, 83, 143-156.
- Gardner, R. (1983): «Introduction». En: Gardner, R., y Scoging, H. (Eds.): *Mega-Geomorphology*. Clarendon Press. Oxford, X-XIII.
- Gares, P. A. (1992): «Topographic changes associated with coastal dune blowouts at island beach State Park, N. J». *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 589-604.
- Gares, P. A., y Nordstrom, K. F. (1987): «Dynamics of coastal foredune blowout at Island Beach State Park, N. J». En: Graus, N. E. (Ed.): *Coastal Sediments*, 87, ASCE, 213-221.
- Garner, H. F. (1966): «Derangement of Rio Caroni, Venezuela». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 16, 54-83.
- Garret, R. D., y Costa, J. E. (1982): «Hydrology, geomorphology and dam-break modelling of the July 15, 1982, Lawn lake and Cascade Lake Dam failures, Larimer County, Colorado». *United States Geological Survey, Open File, Report*, 84-162.
- Gascogne, M. (1981): «Rates of cave passage entrenchment and valley lowering determined from speleothem age measurements». En: Beck, B. (Ed.): *Proceedings of the 8th International Speleological Congress*. Bowling Green, Kentucky, 99-100.
- Gaya, M. (1996): «Caps de Fibló (trombas o tornados). Algunas observaciones recientes». En: *III Simposio Nacional de Predicción del Instituto Nacional de Meteorología*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 19-25.
- Gaya, M. (1999): «Fenómenos severos en las Islas Baleares. Parte I: frentes de racha. Parte II: tornados. IV Simposio Nacio-



- nal de Predicción del Instituto Nacional de Meteorología (Memorial Alfonso Ascaso). Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 225-233.
- Gaylord, D. R., y Dawson, P. J. (1987): «Airflow-terrain interactions through a mountain gap, with an example of eolian activity beneath an atmospheric hydraulic jump. *Geology*, 15, 789-792.
- Gee, M. D. (1991): «Classification on landslide hazard zonation methods and a test of the predictive capability». En: *Landslides-Glissement de Terrain*. VI International Symposium on Landslides. Balkema. Rotterdam, vol. 2, 947-952.
- Geikie, A. (1905): *Founders of Geology*. Macmillan. London, 486 págs.
- Gellert, J. F. (1970): «Climatormorphology and palaeoclimates of the central European Tertiary». En: Pecs, M. (Ed.): *Problems of Relief Planation*. Akadémiai Kiadó. Budapest, 107-112.
- Geological Society (1990): «Engineering Group Working Party Report: Tropical residual soils». *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 23, 1-101.
- Gerits, J.; Imeson, A. C.; Verstraten, J. M., y Bryan, R. B. (1987): «Rill development and badland regolith properties». *Catena Supplement*, 8, 141-160.
- Gerrard, A. J. (1988): *Rocks and Landforms*. Unwin Hyman. London, 319 págs.
- Gerrard, A. J. (1990): *Mountain Environments: An examination of the Physical Geography of the Mountains*. Belhaven Press. London, 317 págs.
- Gerson, R. (1977): «Sediment transport for desert watershed in erodible materials». *Earth Surface Processes*, 2, 343-361.
- Gerson, R. (1982): «Talus relicts in deserts: a key to major climatic fluctuations». *Israel Journal Earth Science*, 31, 123-132.
- Gerson, R., y Grossman, S. (1987): «Geomorphic activity on escarpments and associated fluvial systems in hot deserts». En: Rampino, Sanders, J. E.; Newman, W. S., y Königsson, L. K. (Eds.): *Climate, History, Periodicity, Predictability*. Van Nostrand Reinhold. New York, 300-322.
- Gerstenhauer, A. (1960): «Der tropische keltelkarst in Tabasco (Mexico)». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 2, 22-48.
- Gerstenhauer, A. (1968): «Ein Karstmorphologischer vergleich zwischen Florida und Yucatan». *Deutscher Geographische Bad Godesberg Wiss. Abh.*, 332-344.
- Gèze, B. (1965): *La Spéléologie Scientifique*. Editions de Seuil. Paris, 190 págs.
- Ghini, A., y Chung Chang, J. (2005): «STARTER: A statistical GIS-based model for the prediction of snow avalanche susceptibility using terrain features-application to Alta Val Badia, Italian Dolomites». *Geomorphology*, 66, 305-325.
- Ghose, B.; Kar, A., y Hussain, Z. (1979): «The lost courses of the Sarawasti river in the Great Indian Desert - new evidence from Landsat imagery». *Geographical Journal*, 145, 446-451.
- Giannini, E. (1951): «Alloctonia del macigno nella regione Bagni di Casciana-Chianni in provincia di Pisa (Allochthonous position of the "macigno"-type sandstone in the region of Bagni di Casciana-Chianni in the Pisa province)». *Bollettino Società Geologica Italia*, 70.
- Giardino, J. R. (1983): «Movement of ice-cemented rock glaciers by hydrostatic pressure: an example from Mt. Mestas, Colorado». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27, 297-310.
- Giardino, J. R., y Vitek, S. G. (1987): «Geologic engineering aspects of rock glaciers». En: Giardino, J. R.; Schroeder, J. F. Jr., y Vitek, J. D. (Eds.): *Rock Glaciers*. Allen and Unwin. London, 265-287.
- Gibbs, R. J. (1967): «The geochemistry of Amazon River System. Part I. The factors that control the salinity and composition of the suspended solids». *Bulletin Geological Society of America*, 78, 203-232.
- Gilbert, G. K. (1875): «Report on the geology of portions of Nevada, Utah, California and Arizona, 1871-1872». En: *Report upon Geographical and Geological Explorations and Surveys West of the One Hundredth Meridian*, 3, 21-187.
- Gilbert, G. K. (1877): *Report on the Geology of the Henry Mountains*. United States Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region. Washington, DC: U. S. Department of the Interior.
- Gilbert, G. K. (1890): «Lake Bonneville». *United States Geological Survey, Monograph 1*.
- Gilbert, G. K. (1904): «Domes and dome structure of the High Sierras». *Bulletin of the Geological Society of America*, 15, 29-36.
- Gilbert, G. K. (1906): «Crescentic gouges on glaciated surfaces». *Bulletin of the Geological Society of America*, 17, 303-313.
- Gilbert, G. K. (1914): The transportation of debris by running water. *United States Geological Survey, Professional Paper*, 86, 263 págs.
- Gile, L. H. (1975): «Holocene soils and soil-geomorphic relations in an arid region of southern New Mexico». *Quaternary Research*, 5, 321-360.
- Gile, L. H., y Hawley, J. W. (1966): «Periodic sedimentation and soil formation on an alluvial-fan piedmont in southern New Mexico». *Soil Science Society of America Proceedings*, 30, 261-268.
- Gile, L. H.; Peterson, F. F., y Grossman, R. B. (1966): «Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils». *Soil Science*, 101, 347-360.
- Gillette, D. A., y Hanson, K. J. (1989): «Spatial and temporal variability of dust production caused by wind erosion in the United States». *Journal of Geophysical Research*, 94 (D2), 2197-2206.
- Gilley, J. E.; Kottwitz, E. R., y Simanton, J. R. (1990): «Hydraulic characteristics of rills». *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 33, 1900-1906.
- Gillieson, D. (1996): *Caves. Processes, Development, Management*. Blackwell. Oxford, 324 págs.
- Ginés, A. (2004): «Karrens». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 470-473.
- Gjessing, J. (1965): «On "plastic scouring" and "subglacial erosion"». *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 20, 1-37.
- Glade, T., y Crozier, M. J. (2005): «The nature of landslide hazard impact». En: Glade, T.; Anderson, M., y Crozier, M. J. (Eds.): *Landslides Hazard and Risk*. Wiley. Chichester, 43-74.
- Glass, B. (1982): *Introduction to Planetary Geology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Glenn, M. (1979): «Glossary». En: McKee, E. D. (Ed.): *A Study of Global Sand Seas*. United States Geological Survey Professional Paper, 1.052, 399-407.
- Glennie, K. W. (1970): *Desert Sedimentary Environments*. Elsevier. Amsterdam, 222 págs.



- Glennie, K. W. (1972): «Permian Rotliegendes of northwest Europe interpreted in the light of modern desert sedimentation studies». *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 56, 1048-1071.
- Glennie, K. W.; Pugh, J. M., y Goodall, T. M. (1994): «Late Quaternary Arabian desert models of Permian Rotliegendes reservoirs». *Shell Exploration Bulletin*, 274, 1-19.
- Godard, A. (1977): *Pays et Paysages du Granite*. Presses Universitaires de France. Paris, 232 págs.
- Goguel, J. (1963): «A hypotheses on the origin of the cryptovolcanic structures of the central Platform of North America». *America Journal of Science*, 251, 665-667.
- Goguel, J. (1965): *Traité de Tectonique*. Masson, París, 457 págs.
- Gohain, K., y Parkash, B. (1990): «Morphology of the Kosi megafan». En: Rachocki, A. H., y Church, M. (Eds.): *Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley. Chichester, 151-178.
- Goldich, S. S. (1938): «A study of rock weathering». *Journal of Geology*, 46, 17-58.
- Goldsmith, V. (1985): «Coastal dunes». En: Davis, R. A. (Ed.): *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag. New York, 171-236.
- Goldthwait, R. P. (1951): «Development of end moraines in east-central Baffin Island». *Journal of Geology*, 59, 567-577.
- Gole, C. V., y Chitale, S. V. (1966): «Inland delta building activity of the Kosi River». *America Society of Civil Engineering Journal Hydraulic Division* HY2, 111-126.
- Gombert, P. (1995): «Approche théorique simplifiée de la dissolution karstique». *Karstologia*, 24, 41-51.
- Gómez Ortiz, A. (1996): *El Relleu d'Andorra. Morfologia glacial i periglacial*. Govern d'Andorra. Ministeri d'Educació, Joventut i Esports, 129 págs., Andorra.
- Gómez Ortiz, A., y Salvador Franch, F. (1997): «Procesos geomórficos periglaciares en el Pandero del Mulhacén (Sierra Nevada). Experimentación de campo sobre la efectividad de la geliturbación y del hielo en el suelo». *Cuaternario y Geomorfología*, 11, 81-97.
- Gómez Ortiz, A., y Salvador Franch, F. (1998): «Procesos periglaciares actuales en montaña mediterránea. Ideas clave, trabajos de campo y resultados en Sierra Nevada». En: Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F.; Schulte, L., y García Navarro, A. (Eds.): *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicacions de la Universitat de Barcelona, Barcelona, 217-234.
- Gómez Villar, A. (1996): «Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos». *Cuaternario y Geomorfología*, 10, 77-124.
- Gómez, A., y Zamorano, J. J. (2002): «El Popocatepetl ("cerro que huea")», pasado y presente». En: Hubp, J. L., e Inbar, M. (Eds.): *Desastres naturales en América Latina*. Fondo de Cultura Económica. México, 103-146.
- Gómez-Heras, M.; Smith, B. J., y Fort, R. (2006): «Surface temperatures differences between minerals and crystalline rocks: Implications for granular disaggregation of granites through thermal fatigue». *Geomorphology*, 78, 236-247.
- González Díez, A.; Remondo, J.; Díaz de Terán, J. R., y Cendrero, A. (1999): «A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides». *Geomorphology*, 30, 95-113.
- González Díez, A.; Salas, L.; Díaz de Terán, J. R., y Cendrero, A. (1996): «Late Quaternary climatic changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain». *Geomorphology*, 15, 291-309.
- González Marín, J. M. (1983): «Destrucción de la presa de Tous». *Cimbra*, 202, 5-15.
- González Marín, J. M. (1983): «El desastre de la presa de Tous». *Cimbra*, 199, 22-31.
- González Vallejo, L. I.; Ferrer, M.; Ortuño, L., y Oteo, O. (2002): *Ingeniería Geológica*. Pearson Prentice Hall. Madrid, 715 págs.
- González, Díez, A. (1995): *Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje*. Tesis Doctoral. Universidad de Cantabria, 2 vols.; 415 págs. Inédita.
- González, E. (1970): *Informe sobre los hundimientos existentes en los perfiles P-112 y P-116 (margen derecha de la CN232): Desdoblamiento Zaragoza-Alagón*. Jefatura Regional de Camerteras (Inédito).
- González, F. I. (1999): «Tsunami». *Scientific American*, 280, 44-55.
- González, M. A. (2001): «Recent formation of arroyos in the Little Missouri Badlands of southwestern Dakota». *Geomorphology*, 38, 63-84.
- Goodess, C. M.; Palutikof, J. P., y Davies, T. D. (1992): *The Nature and Causes of Climatic Change. Assessing the Long Term Future*. Belhaven Press. London, 248 págs.
- Goodman, R. E., y Bray, J. W. (1976): «Toppling of rock slopes». En: *Proceedings, Special Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes*. American Society of Civil Engineers. Boulder, Colorado, vol. 2, 201-234.
- Goodsell, B.; Hambrey, M. J. and Glasser, N. F. (2002): «Formation of band ogives and associated structures at Bas Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland». *Journal of Glaciology*, 48, 207-300.
- Goossens, D., y Offer, Z. I. (1990): «A wind-tunnel simulation and field verification of desert dust deposition». *Sedimentology*, 37, 7-22.
- Gordon, J. E. (1981): «Ice-scoured topography and its relationships to bedrock structure and ice movement in parts of northern Scotland and west Greenland». *Geografiska Annaler*, 63A, 55-65.
- Gordon, J. E.; Whalley, W. B.; Gellatly, A. F., y Vere, D. M. (1992): «The formation of glacial flutes: assesment of models with evidence from Lyngsdalen, north Norway». *Quaternary Science Reviews*, 11, 709-731.
- Gornitz, V. (2005): «Natural hazards». En: Schwartz, M. L. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 678-684.
- Gospodarcic, R., y Habic, P. (1979): «Karst phenomena of Cerknisko polje». *Acta Carsologica*, 8, 150-162.
- Gossmann, H. (1976): «L'importance des processus se déroulant à la ligne de partage locale des eaux por l'évolution des versants sous la dominance du ruissellement pluvial (à l'aide de formules mathématiques élémentaires)». *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix en Provence, 28-30 Avril 1975*. Aix en Provence: Centre d'Etudes Géographiques et de Recherches Méditerranéennes vol. V, 139-143.
- Goudie, A. S. (2004c): «Tectonic Geomorphology». En: Goudie, A. S. (Ed.) *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, pág. 1.037.
- Goudie, A. S. (1972a): «On the definition of calcrete deposits». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 16, 464-468.
- Goudie, A. S. (1972b): «The chemistry of world calcrete deposits». *Journal Geology*, 80, 449-463.



- Goudie, A. S. (1973): *Duricrusts in Tropical and Sub-Tropical Landscapes*. Clarendon Press. Oxford, 174 págs.
- Goudie, A. S. (1974): «Further experimental investigation of rock weathering by salt and other mechanical processes». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21, 1-12.
- Goudie, A. S. (1977): «Sodium sulphate weathering and the desintegration of Mohenjo-Daro, Pakistan». *Earth Surface Processes*, 2, 75-86.
- Goudie, A. S. (1978): «Dust storms and their geomorphological implications». *Journal of Arid Environments*, 1, 291-310.
- Goudie, A. S. (1981a): *Geomorphological Techniques*. George Allen and Unwin. London, 395 págs.
- Goudie, A. S. (1981b): *The Human Impact. Man's Role in Environmental Change*. Blackwell. Oxford, 326 págs.
- Goudie, A. S. (1983a): «The arid earth». En: Gardner, R., y Scoging, H. (Eds.): *Megageomorphology*. Clarendon Press. Oxford, 152-171.
- Goudie, A. S. (1983b): «Calcrete». En: Goudie, A. S., y Pye, K. (Eds.): *Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near surface environment*. Academic Press. New York, 93-131.
- Goudie, A. S. (1984): *The Nature of the Environment*. Blackwell. Oxford, 397 págs.
- Goudie, A. S. (1988): «The geomorphological role of termites and earthworms in the tropics». En: Viles, H. (Ed.): *Biogeomorphology*. Blackwell. Oxford, 365 págs.
- Goudie, A. S. (1989a): «Weathering processes». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press. London, 11-24.
- Goudie, A. S. (1989b): «Wind erosion in deserts». *Proceedings of the Geologists Association*, 100, 83-92.
- Goudie, A. S. (1990a): «Desert degradation». En: Goudie, A. (Ed.): *Techniques for Desert Reclamation*. Wiley. Chichester, 1-33.
- Goudie, A. S. (1990b): «The global geomorphological future». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 79, 51-62.
- Goudie, A. S. (1991): «Pans». *Progress in Physical Geography*, 15, 221-237.
- Goudie, A. S. (1992): *Environmental Change*. Clarendon Press. Oxford, 329 págs.
- Goudie, A. S. (1994a): «Salt attack on buildings and other structures in arid lands». En: Fookes, P. G., y Parry, R. H. G. (Eds.): *Engineering Characteristics of Arid Soils*. Balkema. Rotterdam, 15-28.
- Goudie, A. S. (1994b): «Deserts in a warmer world». En: Millington, A. C., y Pye, K. (Eds.): *Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Biogeomorphological Perspectives*. Wiley. Chichester, 1-24.
- Goudie, A. S. (1995): *The Changing Earth. Rates of Geomorphological Processes*. Blackwell. Oxford, 302 págs.
- Goudie, A. S. (1998): «The salt weathering hazards in deserts». En: Kalvoda, J., y Rosenfeld, C. L. (Eds.): *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas*. Kluwer. Dordrecht, 107-120.
- Goudie, A. S. (1999): «Wind erosional landforms: yardangs and pans». En: Goudie, A. S.; Livingstone, I., y Stokes, S. (Eds.): *Aeolian Environments. Sediments and Landforms*. Wiley. Chichester, 167-180.
- Goudie, A. S. (2002): *Great Warm Deserts of the World. Landscape and Evolution*. Oxford University Press. Oxford, 444 págs.
- Goudie, A. S. (2004b): «Fold». En: Goudie, A. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge London, 398-401.
- Goudie, A. S. (2004d): «Salt Weathering». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 894-897.
- Goudie, A. S. (2004e): «Tafoni». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 1034-1035.
- Goudie, A. S. (2004f): «Glacial erosion». In: Goudie, A. S. (Ed.) *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 447-448.
- Goudie, A. S. (2004g): «Arroyo». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 32-34.
- Goudie, A. S. (2004h): «Pluvial lake». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 797-800.
- Goudie, A. S. (2004i): «Global Warming». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 479-485.
- Goudie, A. S. (2004j): «Anthropogeomorphology». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 25-27.
- Goudie, A. S. (2006): *The Human Impact on the Natural Environment*. Blackwell. Oxford, 357 págs.
- Goudie, A. S. (Ed.) (2004a): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 1.156 págs.
- Goudie, A. S. (2007): Mega-Yardangs: «A global analysis». *Geography Compass*, 111, 65-81.
- Goudie, A. S., y Middleton, N. J. (1992): «The changing frequency of dust storm through time». *Climatic Change*, 20, 197-225.
- Goudie, A. S., y Middleton, N. J. (2001): «Sahara dust storms: nature and consequences». *Earth-Science Reviews*, 56, 179-204.
- Goudie, A. S., y Middleton, N. J. (2006): *Desert Dust in the Global System*. Springer. Berlin, 287 págs.
- Goudie, A. S., y Pye, K. (Eds.) (1983): *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press. London, 439 págs.
- Goudie, A. S., y Thomas, D. S. G. (1985): «Pans in southern Africa with particular reference to South Africa and Zimbabwe». *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 29, 1-19.
- Goudie, A. S., y Viles, H. (1995): «The nature and pattern of debris liberation by salt weathering: a laboratory study». *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 437-449.
- Goudie, A. S., y Viles, H. (1997): *Salt Weathering Hazards*. Wiley. Chichester, 241 págs.
- Goudie, A. S., y Wells, G. L. (1995): «The nature, distribution and formation of pans in arid zones». *Earth Science Reviews*, 38, 1-69.
- Goudie, A. S., y Wilkinson, J. (1977): *The Warm Desert Environment*. Cambridge University Press. Cambridge, 88 págs.
- Goudie, A. S.; Allison, R. J., y McLaren, S. J. (1992): «The relation between Modulus of Elasticity and temperature in the context of the experimental simulation of rock weathering». *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 605-615.
- Goudie, A. S.; Cooke, R. V., y Evans, I. (1970): «Experimental investigation of rock weathering by salts». *Area* 1970, 42-48.
- Goudie, A. S.; Warren, A.; Jones, D. K. C., y Cooke, R. U. (1987): «The character and possible origins of the aeolian sediments of the Wahiba Sand Sea, Oman». *Geographical Journal*, 153, 231-256.
- Gow, A. J.; Epstein, S., y Steeby, W. (1979): «On the origin of stratified debris in ice cores from the bottom of the Antarctic ice sheet». *Journal Glaciology*, 23, 185-192.



- Goy, J. L., y Zazo, C. (1984): «Los piedemontes cuaternarios de Campo Dalías y Campo de Níjar (Almería)». *Cadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 5, 40-53.
- Goy, J. L., y Zazo, C. (1986): «Synthesis of the Quaternary in the Almería littoral, neotectonic activity and its morphological features (Eastern Betics, Spain)». *Tectonophysics*, 130, 259-270.
- Goy, J. L.; Silva, P. G.; Zazo, C.; Bardají, T., y Somoza, L. (1991): «Model of morphotectonic map and legend». *Bulletin of the INQUA. Neotectonics Commission*, 14, 19-31.
- Goy, J. L.; Simón, J. L., y Zazo, C. (1988): «Criterios geomorfológicos aplicados a la neotectónica». En: Gutiérrez, M y Peña, J. L. (Eds.): *Perspectivas en Geomorfología*. Monografía n.º 2 de la Sociedad Española de Geomorfología, Zaragoza, 4-27.
- Gracia, F. J. (1985): *Geomorfología de las Bardenas Orientales*. Facultad de Ciencias. Zaragoza, 172 págs. Tesis de Licenciatura. Inédita.
- Gracia, F. J. (1995): «Shoreline forms and deposits in Gallocanta Lake (NE Spain)». *Geomorphology*, 11, 323-335.
- Gracia, F. J.; Alonso, C.; Benavente, J.; Benavente, J.; Anfuso, G.; del Río, L. (2006): «The Different Coastal Records of the 1755 Tsunami Waves along the south Atlantic Spanish Coast». *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.; Suppl.* Vol. 146, 195-220.
- Gracia, F. J.; Anfuso, G.; Benavente, J.; Del Río, L.; Domínguez, L., y Martínez, J. A. (2005): «Monitoring coastal erosion at different temporal scales on sandy beaches: application to the Cadiz Coast (SW Spain)». *Journal of Coastal Research*, Special Issue 49, 22-27.
- Gracia, F. J.; Gutiérrez, F., y Gutiérrez, M. (1996): «Los poljes de la región de Layna (Cordillera Ibérica Noroccidental)». *Cuaternario y Geomorfología*, 10, 33-45.
- Gracia, F. J.; Gutiérrez, F., y Gutiérrez, M. (2002): «Origin and evolution of the Gallocanta polje». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 46, 245-262.
- Gracia, F. J.; Gutiérrez, F., y Gutiérrez, M. (2003): «The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain)». *Geomorphology*, 52, 215-231.
- Graf, W. L. (1979): «The development of montane arroyos and gullies». *Earth Surface Processes*, 4, 1-14.
- Graf, W. L. (1988): *Fluvial Processes in Dryland Rivers*. Springer. Berlin, 346 págs.
- Graf, W. L. (2001): «Damage control: restoring the physical integrity of America's rivers». *Annals of the Association of American Geographers*, 91, 1-27.
- Grandstein, F. M.; Ogg, J. G., y Smith, A. G. (2004): *A Geological Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Granger, D. E.; Fabel, D., y Palmer, A. N. (2001): «Pliocene-Pleistocene of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic  $^{26}\text{Al}$  y  $^{10}\text{Be}$  in Mammoth Cave sediments». *Geological Society of America Bulletin*, 113, 825-836.
- Grant, W. H. (1969): «Abrasion pH, and index of weathering». *Clays and Clay Minerals*, 17, 151-155.
- Grant, W. H. (1969): «Abrasion, pH and index of weathering». *Clays and Clay Minerals*, 17, 151-155.
- Gravis, G. F. (1969): «Fossil slope deposits in the northern Arctic asymmetrical valleys». *Biuletyn Peryglacjalny*, 20, 239-257.
- Gray, J. M. (1981): «P-forms from the Isle of Mull». *Scottish Journal of Geology*, 17, 39-47.
- Gray, J. M. (1991): «Glaciofluvial landforms». En: Ehlers, J.; Gibbard, P. L., y Rose, J. (Eds.): *Glacial Deposits in Britain and Ireland*. Balkema. Rotterdam, 443-453.
- Gray, R. E., y Bruhn, R. W. (1984): «Coal mine subsidence-Eastern United States». En: Holzer, T. L. (Ed.): *Man-induced land subsidence*. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, 6, 123-149.
- Greeley, R. (1985): *Planetary Landscapes*. Allen and Unwin. London, 265 págs.
- Greeley, R., e Iversen, J. D. (1985): *Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan*. Cambridge University Press. Cambridge, 333 págs.
- Green, D. H., y Ringwood, A. E. (1967): «An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications». *Acta Geochemical and Cosmochemical*, 31, 767-833.
- Green, J. L. (2005): «Modelling flow resistance in vegetated streams: review and development of new theory». *Hydrological Processes*, 19, 1245-1259.
- Green, J., y Short, N. M. (1971): *Volcanic landforms and surface features. A volcanic atlas and glossary*. Springer. New York, 522 págs.
- Greenway, D. R. (1987): «Vegetation and slope stability». En: Anderson, M. G., y Richards, K. S. (Eds.): *Slope Stability. Geotechnical Engineering and Geomorphology*. Wiley. Chichester, 187-230.
- Greenwood, B. (2005): «Bars». En: Schwartz, M. L. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 120-129.
- Gregory, K. J. (1966): «Dry valleys and the composition of the drainage net». *Journal of Hydrology*, 4, 327-340.
- Gregory, K. J. (1976): «Drainage networks and climate». En: Derbyshire, E. (Ed.): *Geomorphology and Climate*. Wiley. London, 289-315.
- Gregory, K. J. (2004a): «Fluvial Geomorphology». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 392-398.
- Gregory, K. J. (2004b): «Stream power». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 1002-1004.
- Gregory, K. J. (Ed.) (1977): *River Channel Changes*. Wiley. Chichester, 448 págs.
- Gregory, K. J., y Brown, E. H. (1966): «Data processing and the study of landform». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 10, 257-263.
- Gregory, K. J., y Walling, D. E. (1973): *Drainage Basin Form and Process*. Arnold. London, 456 págs.
- Gregory, K. J.; Benito, G.; Dikau, R.; Golosov, V.; Jones, A. J. J.; Macklin, M. G.; Parsons, A. J. Passmore, D. G.; Poesen, J.; Starkel, L., y Walling, D. E. (2006): «Past hydrological events related to understanding global change: An ICSU research Project». *Catena*, 66, 2-13.
- Gribbin, J., y Lamb, H. H. (1978): «Climatic change in historical times». En: Gribbin, J. (Ed.): *Climatic Change*. Cambridge University Press. Cambridge, 68-82.
- Griggs, D. T. (1936): «The factor of fatigue in rock exfoliation». *Journal of Geology*, 44, 783-796.
- Griggs, J. G., y Trenhaile, A. S. (1994): «Coastal cliffs and platforms». En: Carter, R. W. G., y Woodroffe, C. D. (Eds.): *Coastal evolutions. Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press. Cambridge, 425-450.
- Grimm, E. C.; Jacobson, G. L.; Watts, W. A.; Hansen, B. C. S., y Maasch, K. (1993): «A 50.000 year record of climate os-



- cillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich events». *Science*, 261, 198-200.
- Grolier, M. J.; McCauley, J. F.; Breed, C. S., y Embabi, N. S. (1980): «Yardangs of the Western Desert». *Geographical Journal*, 135, 191-212.
- Grossman, S., y Gerson, R. (1987): «Fluvial deposits and morphology of alluvial surfaces as indicators of Quaternary environmental changes in the southern Negev, Israel». En: Frostick, L., y Reid, Y. (Eds.): *Desert sediments: ancient and modern*. Geological Society of London Special Publication, 35, 17-29.
- Grosso, S. A., y Corte, A. E. (1989): «Pleistocene ice-wedge coasts at 34°S, eastern Andes piedmont, south-west of South America». *Geografiska Annaler*, 71A, 125-136.
- Grousset, F. E.; Ginoux, P.; Bory, A. (2003): «Case study of a Chinese dust plume reaching the French Alps». *Geophysical Science Review*, 30, 1277-1288.
- Grove, A. T. (1958): «The ancient ergs of Hausaland and similar formations of the south side of the Sahara». *Geographical Journal*, 124, 528-533.
- Grove, A. T. (1977): «The geography of semi-arid lands». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Serie B*, 278, 457-475.
- Grove, A. T., y Warren, A. (1968): «Quaternary landforms and climate on the south side of the Sahara». *Geographical Journal*, 134, 194-208.
- Grove, J. M. (1979): «The glacial history of the Holocene». *Progress in Physical Geography*, 3, 1-54.
- Grove, J. M. (1988): *The Little Ice Age*. Routledge. London, 498 págs.
- Grove, J. M. (2004): *Little Ice Age: Ancient and Modern*. Routledge. London, 718 págs.
- Grund, A. (1914): «Der geographische zjdus im karst». *Zeitschrift Gessellschaft Erdkund*, 52, 621-740.
- Gruner, E. (1963): «Dam disasters». *Proceedings Institute Civil Engineers*, London, 24, 47-60.
- Grünert, J., y Busche, D. (1980): «Large-scale fossil landslides at the Msak Mallat and Hamadat Manghini escarpment». En: Salem, M. J., y Busrewil, M. T. (Eds.): *Geology of Libya*, Academic Press, Vol 3. London, 849-860.
- GSL (Geomorphological Services Ltd.) (1987): *Coastal landslide potential assessment, Isla of Wight Undercliff, Ventnor*. Technical Report Research for the Department of Environment, United Kingdom.
- Guadagno, F. M.; Forte, R.; Revellino, P.; Fiorillo, F., y Focareta, M. (2005): «Some aspects of the initiation of debris avalanches in the Campania Region: The role of morphological slope discontinuities and the development of failure». *Geomorphology*, 66, 237-254.
- Guerra, A. J. T., y Favis Mortlock, D. (2002): «Movimientos de masas em Petrópolis, Rio de Janeiro». En: Lugo Hubp, J., e Inbar, M. (Eds.): *Desastres naturales en América Latina*. Fondo de Cultura Económica. México, 447-460.
- Guerrero, J.; Gutiérrez, F., y Lucha, P. (2004): «Paleosubsidence and active subsidence due to evaporate dissolution in Zaragoza city area (Huerva River valley, NE Spain). Processes, spatial dissolution and protection measures for linear infrastructures». *Engineering Geology*, 72, 309-329.
- Guerrero, J.; Gutiérrez, F., y Lucha, P. (2006): «The impact of halite dissolution subsidence on fluvial terrace development. The case study of the Huerva River in the Ebro Basin (NE Spain)». *Geomorphology* (in press).
- Guilcher, A. (1953): «Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire». *Annales de Géographie*, 62, 161-179.
- Guilcher, A. (1954): *Morphologie littorale et sous-marine*. Presses Universitaires de France. París, 216 págs.
- Guilcher, A. (1979): «Marshes and estuaries in different latitudes». *Interdisciplinary Science Reviews*, 4, 158-168.
- Guilcher, A. (1988): *Coral Reef Geomorphology*. Wiley. Chichester, 228 págs.
- Guillén, J., Díaz, J. I., y Palanques, A. (1992): «Cuantificación y evolución durante el siglo xx de los aportes de sedimentos transportados como carga de fondo por el río Ebro al medio marino». *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5, 27-37.
- Guillien, Y. (1951): «Les grèzes litées de Charente». *Revue Géographique de Pyrénées et de Sud-Ouest*, 22, 154-162.
- Guillien, Y., y Lautridou, J. P. (1970): «Recherches de géolifracion expérimentale du Centre de Géomorphologie. I. Calcaires de Charentes». *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, 5. C. N. R. S, 45 págs.
- Gunn, J. (1981): «Hydrological processes in karst depression». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 25, 313-331.
- Gunn, J. (2004a): «Dissolution». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 263-265.
- Gunn, J. (2004b): «Valleys in Karst». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 753-754.
- Günster, A.; Hadley, N. F.; Mitchell, D.; Nobel, P. S., y Seely, M. (1993): «Form and function». En: Seely, M. (Ed.): *Deserts*. Weldon Ower Limited. Australia, 66-81.
- Gupta, A. (1984): «Urban hydrology and sedimentation in the humid tropics». En: Costa, J. E., y Fleischer, P. J. (Eds.): *Developments and Applications in Geomorphology*. Wiley. New York, 240-267.
- Gupta, A. (1988): «Large floods as geomorphic events in the humid tropics». En: Baker, V. R.; Craig Kockel, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*, Wiley. New York, 301-315.
- Gupta, A. (1993): «The changing geomorphology of the humid tropics». *Geomorphology*, 7, 165-186.
- Gupta, A., y Dutt, A. (1989): «The Auranga: description of a tropical monsoon river». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 73-92.
- Gupta, A.; Rahman, A.; Poh Poh, W., y Pitts, J. (1987): «The Old Alluvium of Singapore and the extinct drainage system of the South China Sea». *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 259-275.
- Gupta, W. L. (1983): «Downstream changes in stream power in the Henry Mountains, Utah». *Annals, Association of American Geographers*, 73, 373-387.
- Gutiérrez, F. (1996): «Gypsum karstification induced subsidence (Calatayud Graben, Iberian Range, Spain)». *Geomorphology*, 16, 277-293.
- Gutiérrez, F. (1998): *Fenómenos de subsidencia por disolución de formaciones evaporíticas en las fosas neógenas de Teruel y Calatayud (Cordillera Ibérica)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Zaragoza. Inédita.
- Gutiérrez, F., y Cooper, A. (2002): «Evaporite dissolution subsidence in the historical city of Calatayud, Spain; damage appraisal and prevention». *Natural Hazards*, 25, 259-288.
- Gutiérrez, F., y Gutiérrez, M. (1998): «Geomorphology of the tertiary gypsum formations in the Ebro Depression (Spain)». *Geoderma*, 87, 1-29.



- Gutiérrez, F.; Acosta, E.; Ríos, S.; Guerrero, J., y Lucha, P. (2005): «Geomorphology and geochronology of sackung features (up-hill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees». *Geomorphology*, 69, 298-314.
- Gutiérrez, F.; Arauzo, T., y Desir, G. (1994): «Deslizamientos en el escarpe en yesos de Aljafarín (Zaragoza)». *Cuaternario y Geomorfología*, 8, 54-68.
- Gutiérrez, F.; Arauzo, T.; Sancho, C., y Gutiérrez, M. (1995): «Factores desencadenantes de los deslizamientos de la Cantera del Barrio de La Corona (Ejea de los Caballeros, Depresión del Ebro)». *Cuaternario y Geomorfología*, 9, 33-50.
- Gutiérrez, F.; Calaforra, J. M.; Cardona, F.; Ortí, F.; Durán, J. J., y Garay, P. (2004): «El karst en las formaciones evaporíticas españolas». En: Andreu, B., y Durán, J. J. (Eds.): *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 49-87.
- Gutiérrez, F.; Calaforra, J. M.; Cardona, F.; Ortí, F.; Durán, J. J., y Garay, P. (2008): «Geological and environmental implications of evaporite karst in Spain». *Environmental Geology*, 53, 951-965.
- Gutiérrez, F.; Cooper, A. H., y Johnson, K. S. (2006b): «Identification, prediction and mitigation of sinkhole hazards in evaporite karst». *Environmental Geology* (en prensa).
- Gutiérrez, F.; Desir, G., y Gutiérrez, M. (2003): «Causes of the catastrophic failure of an earth dam built of gypsiferous alluvium and dispersive clays». *Environmental Geology*, 43, 842-851.
- Gutiérrez, F.; Galve, J. P.; Guerrero, J.; Lucha, P.; Cendrero, A.; Remondo, J.; Bonaecha, J.; Gutiérrez, M., y Sánchez, J. A. (2007): «The origin, typology, spatial distribution and detrimental effects of the sinkholes developed in the alluvial evaporate karst of the Ebro River valley downstream of Zaragoza city (NE Spain)». *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 912-918.
- Gutiérrez, F.; Guerrero, J., y Lucha, P. (2007): «A classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain». *Environmental Geology* (aceptada).
- Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M., y Gracia, F. J. (2005): *Karst, Neotectonics and Periglacial Features in the Iberian Range*. Field Trip Guide C-5. Sixth International Conference on Geomorphology. Zaragoza. 58 págs.
- Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M., y Sancho, C. (1998a): «La avenida del 7 de agosto de 1996 en la cuenca y abanico aluvial de Arás (Valle de Tena, Pirineos centrales). Aspectos geomorfológicos y sedimentológicos». *Revista Sociedad Geológica de España*, 11, 71-85.
- Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M., y Sancho, C. (1998b): «Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain)». *Geomorphology*, 22, 265-283.
- Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M., y Sancho, C. (1998c): «Sedimentological features of the 7th August 1996 catastrophic flash flood in the Arás Mountain torrent and alluvial fan (Central Pyrenees, Spain)». *15th International Sedimentological Congress*. Alicante, 401-402.
- Gutiérrez, F.; Ortí, F.; Gutiérrez-Elorza, M.; Pérez-González, A.; Benito, G.; Gracia-Prieto, J., y Durán, J. J. (2001): «The stratigraphical record and activity of evaporite dissolution subsidence in Spain». *Carbonates and Evaporites*, 16, 46-70.
- Gutiérrez, J. M., y Pons, R. M. (2006): «Modelización numérica del cambio climático: Bases científicas. Incertidumbres y proyecciones para la Península Ibérica». *Cuaternario y Geomorfología*, 20, 15-28.
- Gutiérrez, M. (1986): «Some remarks on the problem of climatic changes and geomorphological processes in arid zones». En: López-Vera, F. (Ed.): *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. Madrid, 3-29.
- Gutiérrez, M. (1990): «Historia de la Geomorfología». En: *Historia de la Geología*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid, 115-131.
- Gutiérrez, M. (1994) (Coord.). *Geomorfología de España*. Rueda. Madrid, 526 págs.
- Gutiérrez, M. (2001): *Geomorfología Climática*. Omega. Barcelona, 642 págs.
- Gutiérrez, M. (2005): *Climatic Geomorphology*. Elsevier. Amsterdam, 760 págs.
- Gutiérrez, M. (2006): «Erosión e influencia del cambio climático». *Cuaternario y Geomorfología*, 20, 45-59.
- Gutiérrez, M. (2007): «El papel del hombre en la construcción y destrucción del relieve». *Revista de la Real Academia de Ciencias*, 101, 211-226. Madrid.
- Gutiérrez, M., y Gracia, F. J. (1997): «Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain)». En: Widdowson, M. (Ed.): *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. The Geological Society. Special Publication, 120. London, 147-158.
- Gutiérrez, M., e Ibáñez, M. J. (1979): «Las «gnammas» de la región de Alcañiz». *Estudios Geológicos*, 35, 193-198.
- Gutiérrez, M., y Gutiérrez, F. (1998): «Geomorphology of the Tertiary gypsum formations in the Ebro Depression (Spain)». *Geoderma*, 87, 1-29.
- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1976): «Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra». *Boletín Geológico y Minero*, 87, 561-570. Madrid.
- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1977): «Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín)». *Boletín Geológico y Minero*, 88, 109-115.
- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1979a): «El Karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín)». *Estudios Geológicos*, 35, 651-654.
- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1979b): «El karst de los Llanos de Pozondón (Sierra de Albarracín)». *Teruel*, 61-62, 39-46.
- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1979c): «Deslizamientos intracuaternario de bloques en la región de Vilhel (Provincia de Tena)». *Estudios Geológicos*, 35, 299-303.
- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1981): «Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida)». *Boletín Geológico y Minero*, 92, 101-110.
- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1989): «Upper Holocene climatic change and geomorphological processes on slopes and infilled valleys from archaeological dating (NE-Spain)». *European Conference on Landscape Ecological Impact of Climate Change Lunteren, Netherlands, 3-7 December 1989*, 21p. Lunteren: Dutch Ministry of the Environment.
- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1992): «Evolución climática y geomorfológica del Holoceno Superior (Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Pre-Pirineo)». En: Cearreta, A., y Ugarte, F. M. (Eds.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco. Bilbao, 109-124.
- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1994a): «Cordillera Ibérica». En: Gutiérrez, M. (Coord.). *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 251-286.



- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1994b): «Depresión del Ebro». En: Gutiérrez, M. (Coord.). *Geomorfología de España*. Rueda. Madrid, 305-349.
- Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1998): «Geomorphology and Upper Holocene climatic change in northeastern Spain». *Geomorphology*, 23, 205-217.
- Gutiérrez, M., y Rodríguez, J. (1978): «Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central». *Boletín Geológico y Minero*, 89, 109-113.
- Gutiérrez, M., y Sancho, C. (1993): «Applied geomorphology in arid and semiarid regions. *Second Intensive Course of Applied Geomorphology: Arid Regions*. Universidad de Zaragoza-Erasmus. Zaragoza, 3-31.
- Gutiérrez, M., y Sesé, V. H. (2001): «Multiple talus flatirons. Variations of scarp retreat rates and the evolution of slopes in Almazán Basin (semi-arid central Spain)». *Geomorphology*, 38, 19-29.
- Gutiérrez, M., y Valverde, M. (1994): «El sistema de poljes del río Guadazaón (Cordillera Ibérica, prov. de Cuenca)». *Cuaternario y Geomorfología*, 8, 87-95.
- Gutiérrez, M.; Benito, G., y Rodríguez, J. (1988): «Piping in badlands areas of the middle Ebro basin, Spain». *Catena Supplement*, 13, 49-60.
- Gutiérrez, M.; Desir, G., y Gutiérrez, F. (2002): «Yardangs in semiarid central sector of the Ebro Depression». *Geomorphology*, 44, 155-176.
- Gutiérrez, M.; Desir, G.; Gutiérrez, F., y Marín, C. (2005a): «Origin and evolution of playas and blowouts in the semiarid zone of Tierra de Pinares (Duero Basin, Spain)». *Geomorphology*, 72, 177-192.
- Gutiérrez, M.; Desir, G.; Gutiérrez, F.; Sánchez, J. A.; Castañeda, C., y Lucha, P. (2005b): «Aeolian Landforms and Saline Lakes (Central Ebro Basin)». *Sixth International Conference on Geomorphology*. Field Trip Guide B-7. Zaragoza, 47 págs.
- Gutiérrez, M.; Gutiérrez, F., y Desir, G. (2003): «Are talus flatirons from central Spain related with Heinrich events?». *Suppl. Geografía Física y Dinámica Cuaternaria*, 6, 59-63.
- Gutiérrez, M.; Gutiérrez, F., y Desir, G. (2006): «Considerations on the chronological and causal relationship between talus flatirons and palaeoclimatic changes in central and northeastern Spain». *Geomorphology*, 73, 50-63.
- Gutiérrez, M.; Ibáñez, M. J.; Peña, J. L.; Rodríguez, J., y Soriano, M. A. (1985): «Quelques exemples de karst sur gypse dans la Dépression de l'Ebre». *Karstologia*, 6, 29-36.
- Gutiérrez, M.; Peña, J. L., y Simón, J. L. (1983): «Los valles tectónicos recientes de Rubielos de la Cérida (Teruel). *Actas VI Reunión Nacional Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*. Vigo-Santiago de Compostela, 449-459.
- Gutiérrez, M.; Peña, J. L., y Simón, J. L. (1982): «El polje de Vistabella del Maestrazgo (Provincia de Castellón). *Actas Reunión Monográfica sobre el Karst*. Larra, 95-104.
- Gutiérrez, M.; Peña, J. L.; Rodríguez, J., y Simón, J. L. (1983b): «Criterios geomorfológicos aplicados al estudio de la neotectónica en áreas continentales (ejemplos en la Cadena Ibérica, Depresión del Ebro y Pirineos)». *Primeras Jornadas sobre neotectónica y su aplicación al análisis de riesgos de emplazamientos energéticos e industriales*, J.E.N. Madrid, 158-213.
- Gutiérrez, M.; Sancho, C., y Arauzo, T. (1998b): «Scarp retreat in semiarid environments from talus flatirons (Ebro Basin)». *Geomorphology*, 25, 111-121.
- Gutiérrez, M.; Sancho, C.; Arauzo, T., y Peña, J. L. (1998b): «Evolution and paleoclimatic meaning of the talus flatirons in the Ebro Basin (NE of Spain)». En: Alsharhan, A. S.; Glennie, K. W., y Whittle, G. L. (Eds.): *Quaternary Deserts and Climatic Change*. Balkema. Amsterdam, 593-599.
- Gutiérrez, M.; Sancho, C.; Benito, G.; Sirvent, J., y Desir, G. (1997): «Quantitative study of piping processes in badland areas of the Ebro Basin». *Geomorphology*, 20, 237-253.
- Gutiérrez, M.; Sancho, C.; Desir, G.; Sirvent, J.; Benito, G., y Calvo, A. (1995): *Erosión hídrica en terrenos arcillosos y yesíferos de la Depresión del Ebro*. Proyecto Lucdeme. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Zaragoza, 389 págs.
- Hack, G. T. (1960): «Interpretation of erosional topography in humid temperate regions». *American Journal of Science*, 252, 80-97.
- Hack, J. T. (1973): «Stream-profile analysis and stream-gradient index». *United States Geological Survey Journal of Research*, 1, 421-429.
- Hack, J. T. (1975): «Dynamic equilibrium and landscape evolution». En: Melhorn, W. C., y Flemal, R. C. (Eds.): *Theories of Landform Development*. George Allen and Unwin. London, 87-102.
- Hadley, R. F., y Schumm, S. A. (1961): «Sediment sources and drainage basin characteristics in upper Cheyenne River basin». *United States Geological Survey Water Supply*, Paper 1531 B, 137-198.
- Haff, R. K. (2000): «Neomorphology, Prediction and Anthropogenic Landscape». En: Wilcock, P. R., e Iverson, R. M. (Eds.): *Prediction in Geomorphology*. American Geophysical Union. Washington, 15-26.
- Hagedorn, H. (1968): «Über äolische Abtragung und Formung in der Süd-Sahara. *Erdekunde*, 22, 257-269.
- Hagen, J. O., y Reeh, N. (2004): «In situ measurements techniques: land ice». En: Bamber, J. L., y Payne, A. J. (Eds.). *Mass Balance of the Cryosphere*. Cambridge University Press. Cambridge, 11-41.
- Haigh, M. J. (1978): «Microrills and dessication cracks: some observations». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 12, 457-461.
- Hails, J. R. (Ed.) *Applied Geomorphology*. Elsevier. Amsterdam, 418 págs.
- Halimov, M., y Fezer, F. (1989): «Eight yardang types in central Asia». *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 33, 205-217.
- Hall, A. M. (1986): «Deep weathering patterns in north-east Scotland and their geomorphological significance». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30, 407-422.
- Hall, A. M. (1988): «The characteristics and significance of deep weathering in the Gaick area, Grampian Highlands, Scotland». *Geografiska Annaler*, 70A, 309-314.
- Hall, A. M.; Mellor, A. M., y Wilson, M. J. (1989): «The clay mineralogy and age of deeply weathered rock in north-east Scotland». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 72, 97-108.
- Hall, A. M.; Thomas, M. F., y Thorp, M. B. (1985): «Late Quaternary alluvial placer development in the humid tropics: the case of the Birim Diamond Placer, Ghana». *Journal of the Geological Society*, 142, 777-787.
- Hall, K.; Thorn, C. E.; Matsouke, N.; Prick, H. (2002): «Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives». *Progress in Physical Geography*, 26, 577-603.
- Hallam, A. (1973): *A Revolution in the Earth Sciences. From Continental Drift to Plate Tectonics*. Clarendon Press, Oxford.



- Hallbauer, D. K. J., y Jahns, N. M. (1977): «Attack of lichens on quartzite rock surfaces». *Lichenologist*, 9, 119-122.
- Hallet, B. (1979): «Subglacial regelation water film». *Journal of Glaciology*, 23, 321-334.
- Halliday, W. R. (2004): «Pseudokarst». En: *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 604-608.
- Hallsworth, E. G.; Robertson, G. K., y Gibbons, F. R. (1955): «Studies of pedogenesis in New South Wales, VII: the "gilgai" soils». *Journal of Soil Science*, 6, 1-31.
- Hambrey, M. J. (1977): «Foliation, minor folds and strain in glacial ice». *Tectonophysics*, 39, 397-416.
- Hambrey, M. J. (1994): *Glacial Environments*. UCL Press. London, 296 págs.
- Hambrey, M., y Alean, J. C. (1992): *Glaciers*. Cambridge University Press. Cambridge, 207 págs.
- Hamilton, A. (1976): «The significance of patterns of distribution shown by forest plants and animals in tropical Africa for the reconstruction of Upper Pleistocene palaeoenvironments: a review». En: Van Zinderen Baker, E. M. (Ed.): *Palaeoecology of Africa*, vol. 9. Balkema. Rotterdam, 63-97.
- Handcock, G. S.; Anderson, R.; Chadwick, O., y Finkel, R. (1999): «Dating fluvial terraces with  $^{10}\text{Be}$  y  $^{26}\text{Al}$  profiles: application to the Wind River, Wyoming». *Geomorphology*, 27, 41-60.
- Hanks, T. C., y Wallace, R. E. (1985): «Morphological analysis of the Lake Lahontan shoreline and beach front fault scarps, Pershing County, Nevada». *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 835-846.
- Hansen, J.; Sato, M.; Ruedy, R.; Lacis, A.; Asamaon, K.; Borestein, S.; Brown, N.; Cairns, B.; Caliri, G.; Campbell, M.; Curran, B.; Castro, S. de, Druyan, L.; Fox, M.; Johnson, C.; Lerner, J.; McCormick, M. P.; Miller, R.; Minnis, P.; Morrison, A.; Pandolfo, L.; Ramborran, I.; Zaucker, F.; Robinson, M.; Russell, P.; Shad, K.; Stone, P.; Tegen, I.; Thomason, L.; Wilder, J., y Wilson, H. (1996): «A Pinatubo climate modelling investigation». En: Fiocco, G.; Fuà, D., y Visconti, J. (Eds.): *The Mount Pinatubo Eruption. Effects on the Atmosphere and Climate*. NATO A51 Series, vol. 42, 233-272.
- Hansen, M. J. (1984a): «Strategies for classification of landslides». En: Brunsden, D., y Prior, D. B. (Eds.): *Slope Instability*. Wiley. Chichester, 1-25.
- Hansen, M. J. (1984b): «Landslides hazard analysis». En: Brunsden, D., y Prior, D. B. (Eds.): *Slope Instability*. Wiley. Chichester, 1-25.
- Hansen, W. R. (1965): «Effects of the earthquake of March 27, 1964, at Anchorage, Alaska». *United States Geological Survey Professional Paper*, 542-A, 64 págs.
- Happ, S. C., Rittenhouse, G., y Dobson, G. C. (1940): «Some principles of accelerated stream and valley sedimentation». *United States Department of Agriculture Technical Bulletin*, 695, 22-31.
- Harden, C. (2004): «Terrace, river». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 1039-1043.
- Hardie, L. A.; Smoot, J. P., y Eugster, H. P. (1978): «Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach». En: Matter, A., y Tucker, M. (Eds.): *Modern and Ancient Lake Sediments*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 2, 7-41.
- Harding, A. F. (1982): «Introduction: Climate change and Archaeology». En: Harding, A. F. (Ed.): *Climatic change in Later Prehistory*. Edinburgh University Press. Edinburgh, 1-10.
- Hardy, J. T. (2003): *Climate Change. Causes, Effects and Solutions*. Wiley. Chichester, 247 págs.
- Hare, P. W., y Gardner, T. W. (1985): «Geomorphic indicator of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya, Peninsula, Costa Rica». En: Morisawa, M., y Hack, J. K. (Eds.): *Tectonic Geomorphology*. Allen and Unwin. Boston, 75-104.
- Harris, C. (1981): *Periglacial Mass-Wasting, a Review of Research*. GeoBooks, Norwich, 204 págs.
- Harris, C., y Davies, M. C. R. (2000): «Gelifluction; observations from large-scale laboratory simulations». *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32, 202-207.
- Harris, C., y Murton, J. B. (2005): «Interactions between glaciers and permafrost: an introduction». En: Harris, C., y Murton, J. B. (Eds.): *Cryosphere Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society of London, Special Publication 242, 1-9.
- Harris, C.; Davies, M., y Rea, B. R. (2003): «Gelifluction: viscous flow or plastic creep». *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 1289-1301.
- Harris, S. A. (1968): «Gilgai». En: Fairbridge, R. W. (Ed.) *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold. New York, 425-426.
- Harris, S. A. (1986): *The Permafrost Environment*. Croom Helm. Kent, 276 págs.
- Harris, S. A. (1988): «The Alpine Periglacial zone». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 369-413.
- Harris, S. E. (1943): «Friction cracks and the direction of glacial movement». *Journal of Geology*, 51, 244-258.
- Harrison, C. G. A., y Bonatti, E. (1981): «The oceanic lithosphere». En: Emiliani, E. (Ed.): *The Oceanic Lithosphere*. The Sea 7, Wiley. New York, 333 págs.
- Harrison, J. V., y Falcon, N. L. (1934): «Collapse Structures». *Geological Magazine*, 71, 529-539.
- Harrison, J. V., y Falcon, N. L. (1936): «Gravity collapse structures in mountain ranges, as exemplified in south-western Persia». *Quarterly Journal Geological Society of London*, 92, 91-102.
- Harry, D. G. (1988): «Ground ice and permafrost». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, 113-149. Chichester.
- Hart, M. G. (1986): *Geomorphology Pure and Applied*. Allen and Unwin. London, 228 págs.
- Hart, R. S.; Anderson, D. I., y Kanamori, M. (1977): «The effect of attenuation on gross Earth models». *Journal of Geophysical Research*, 82, 1647-1654.
- Hartley, J., y Viberg, L. (1988): «General Report: Evaluation of landslide hazard». En: Bonnard, C. (Ed.): *Landslides-Glissements de Terrain*. Proceedings V International Symposium on Landslides, vol. 2, 1037-1057. Lausanne.
- Harvey, A. M. (1978): «Dissected alluvial fans in southeast Spain». *Catena*, 5, 177-211.
- Harvey, A. M. (1982): «The role of piping in the development of badlands and gully systems in southeast Spain». En: Bryan, R., y Yair, A. (Eds.): *Badland Geomorphology and Piping*. GeoBooks. Norwich, 317-335.
- Harvey, A. M. (1984a): «Debris flows and fluvial deposits in Spanish Quaternary alluvial fans: implications for fan geomorphology». En: Koster, E. H., y Steel, R. J. (Eds.): *Sedi-*



- mentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society Petroleum Geologist, Memoir 10, 123-132.
- Harvey, A. M. (1984b): «Aggradation and dissection sequences on spanish alluvial fans: influence on morphological development». *Catena*, 11, 289-304.
- Harvey, A. M. (1987a): «Alluvial fans dissection: relationship between morphology and sedimentation». En: Frostik, L., y Reid, I. (Eds.): *Desert Sediments, Ancient and Modern*. Geological Society of London, 35, 87-103.
- Harvey, A. M. (1987b): «Patterns of Quaternary aggradational and dissectional landform development in the Almería region, southeast Spain: a dry region, tectonically active landscape». *Die Erde*, 118, 193-215.
- Harvey, A. M. (1990): «Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain». En: Rachocki y Church, M. (Eds.): *Alluvial Fans: a Field Approach*. Wiley. New York, 247-269.
- Harvey, A. M. (1996): «The role of alluvial fans in the mountain fluvial systems of southeast Spain: implications of climatic change». *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 543-553.
- Harvey, A. M. (1997): «The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*. Wiley. Chichester, 231-259.
- Harvey, A. M. (2002a): «Factors influencing the geomorphology of dry-region alluvial fans». En: Pérez-González, A.; Vegas, J., y Machado, M. J. (Eds.): *Aportaciones a la Geomorfología Española en el inicio del Tercer Milenio*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 59-75.
- Harvey, A. M. (2002b): «Effective timescales of coupling in fluvial systems». *Geomorphology*, 44, 175-201.
- Harvey, A. M. (2004a): «Badland». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 45-48.
- Harvey, A. M. (2004b): «The response of dry-region alluvial fans to late Quaternary climatic change». En: Alsharshan, A. S.; Wood, W. W.; Goudie, A. S.; Fowler, A., y Abdellatif, E. M. (Eds.): *Desertification in the Third Millennium*. Balkema. Rotterdam, 83-98.
- Harvey, A. M. (2007): «Geomorphic instability and change- Introduction: implications of temporal and spatial scale». *Geomorphology*, 84, 153-158.
- Harvey, A. M., Silva, P. G.; Mather, A. E.; Goy, J. L. Stokes, M., y Zazo, C. (1999a): «The impact of Quaternary sea-level and climatic change of coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain». *Geomorphology*, 28, 1-22.
- Harvey, A. M., y Calvo, A. (1991): «Process interactions and rill development on badland and gully slopes». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 83, 175-194.
- Harvey, A. M., y Gutiérrez, M. (2005): «Repeated patterns of Quaternary discontinuous gullying at El Tormillo, Ebro Basin, Spain». En: García, C., y Batalla, R. (Eds.): *Catchment Dynamics and River Processes: Mediterranean and Other Climate Regions*. Elsevier. Amsterdam, 53-67.
- Harvey, A. M., y Wells, S. G. (2003): «Late Quaternary alluvial fan developments relations to climatic change, Soda Mountains, Mojave Desert, California». En: Lancaster, N.; Enzel, Y., y Wells, S. G. (Eds.): *Environmental Change in the Mojave Desert*. Geological Society of America, Special Paper, 368, 207-230.
- Harvey, A. M.; Mather, A. E., y Stokes, M. (2005): «Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics-introduction. A review of alluvial-fan research». En: Harvey, A. M.; Mather, A. E., y Stokes, M. (Eds.): *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society of London, Special Publications, 251, 1-7.
- Harvey, A. M.; Wigand, P. E., y Wells, S. G. (1999b): «Response of alluvial fan systems to the late Pleistocene to Holocene climatic transition: contrasts between the margins of alluvial Lakes Lahontan and Mojave, Nevada and California, USA». *Catena*, 36, 255-281.
- Hassan, M. A. (1992): «Structural controls of the mobility of coarse material in gravel-bed channels». *Israel Journal of Earth Sciences*, 41, 105-122.
- Hassan, M. A., y Ergenzinger, P. (2003): «Use of tracers in fluvial geomorphology». En: Kondolf, G. M., y Piégay, H. (Eds.): *Tools in Fluvial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 397-423.
- Haugen, R. K., y Brown, J. (1971): «Natural and man-induced disturbances of permafrost terrane». En: Coates, D. R. (Ed.): *Environmental Geomorphology*. Geom. State University, 139-149. Binghamton, Nueva York.
- Hawkins, J. (1995): «Evolution of the Lau Basin-insights from ODP Leg 135». En: *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Geophysical monograph 88. American Geophysical Union. Washington DC.
- Hay, R. L., y Wiggins, B. (1980): «Pellets, ooids, sepiolite and silica in three calcretes of the southwest United States». *Sedimentology*, 27, 559-576.
- Hayden, B. P. (1988): «Flood climates». En: Baker, V. R.; Craig Kockel, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley. New York, 13-26.
- Hayes, M. O. (2005): «Tide-dominated coasts». En: Schwartz, M. L. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 982-984.
- Hays, J. (1967): «Land surfaces and laterites of the Northern Territory». En: Jennings, J. N., y Mabbutt, J. A. (Eds.): *Landform Studies from Australasia and New Guinea*. Cambridge University Press. Cambridge, 182-210.
- Hays, W. W. (1981): «Facing geologic and hydrologic hazards: Earth-science considerations». *United States Geological Survey Professional Paper*, 1.240-B, 54-85.
- Heathcote, R. L. (1983): *The Arid Lands: Their Use and Abuse*. Longman, London.
- Hedin, S. (1903): *Central Asia and Tibet*. Scribners. New York.
- Heede, B. H. (1971): «Characteristics and processes of soil piping in gullies». *United States Department of Agriculture Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station Research Paper RM-68*, 15 págs.
- Heginbottom, J. A. (2002): «Permafrost mapping: a review». *Progress in Physical Geography*, 26, 623-642.
- Heim, A. (1882): «Der Bergsturz von Elm». *Zeitschrift Deutsche Geologische Gesellschaft*, 34, 74-115.
- Heim, A. (1932): «Bergsturz und Menschenleben». *Beiblatt zur Vierteljahrsschrift Gesellschaft in Zurich*, 77, 1-217. Translated by N. Skermer bajo el título *Landslides and Human Lives*. Bitech Publishers, Vancouver, British Columbia, 1989, 195 págs.
- Heine, K., y Walter, R. (1996): «Gypcretes of the central Namib Desert, Namibia». En: Heine, K. (Ed.): *Palaeocology of Africa and the Surroundings Islands*. Balkema, vol. 24. Rotterdam, 173-201.
- Heinrich, H. (1988): «Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years». *Quaternary Research*, 29, 142-152.



- Heirtzler, J. R.; LePichon, S., y Baron J. F. (1966): «Magnetic anomalies over the Reykjanes. *Deep Sea Research*, 13, 424-443.
- Hemming, S. R. (2004): «Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint». *Review of Geophysics*, 42, 1-48.
- Henderson, E. P. (1956): «Large nivation hollows near Knob Lake, Quebec». *Journal of Geology*, 64, 607-616.
- Henderson-Sellers, A. (1992): «Continental cloudiness changes this century». *GeoJournal*, 27, 255-262.
- Henscher, S. R. (1987): «The implications of joints and structures for slope stability». En: Anderson, M. G., y Richards, K. S. (Eds.): *Slope Stability. Geotechnical Engineering and Geomorphology*. Wiley. Chichester, 145-186.
- Herath, J. W., y Grimshaw, R. W. (1971): «A general evaluation of the frequency distribution of clay and associated minerals in the alluvial soils of Ceylon». *Geoderma*, 5, 119-130.
- Hereford, R. (1984): «Climate and ephemeral-stream processes: twentieth-century geomorphology in alluvial stratigraphy of the Little Colorado River, Arizona». *Bulletin of the Geological Society of America*, 95, 654-668.
- Hernández Calvento, L.; Ruiz Flaño, P.; Pérez-Chacón, E.; Alonso Bilbao, I.; Alcántara-Carrión, J., y Suárez Rodríguez, E. (2005): «Transformaciones ambientales en ecosistemas dunares inducidas por el desarrollo turístico: el ejemplo de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias)». En: Sanjuame, E., y Mateu, F. (Eds.): *Geomorfología litoral i Quaternari*. PUV. Valencia, 203-214.
- Hernández, J.; Carabias, R.; Alonso, A.; Jiménez, O.; Sánchez, E.; Corrochano, A.; Carballeira, J., y Martín, J. M. (1984): «Alteraciones de las areniscas de Villamayor: causas y soluciones». En: *Estudio sobre las Alteraciones y Tratamiento de la Piedra de Villamayor*. Ediciones Caja de Ahorros y M. P. de Salamanca. Salamanca, 171-314.
- Hernández-Enrile, J. L.; Carreño, M.; Santanach, P., y Martínez, J. M. (2001): «Es España un país de actividad sísmica moderada (Mesa Redonda)». En: Capote, R., y Martínez, J. J. (Eds.): *El Riesgo Sísmico. Prevención y Seguro*. Consorcio de Compensación de Seguros. Madrid, 139-146.
- Hernández-Pacheco, E. (1950): «Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano. C. R. Congrès International Géographie de Lisbone, 2, 29-86.
- Herrero, J., y Aragüés, R. (1988): «Suelos afectados por salinidad en Aragón». *Surcos de Aragón*, 9, 5-10.
- Herrero, J.; Aragüés, R., y Amezketa, E. (1993): «Salt-affected soils and agriculture in the Ebro Basin». En: Gutiérrez, M.; Sancho, C., y Benito, G. (Eds.): *Second Intensive Course of Applied Geomorphology: Arid Regions*. Universidad de Zaragoza-Erasmus. Zaragoza, 139-150.
- Herron, S., y Langway, C. C. (1979): «The debris-laden ice at the bottom of the Greenland ice sheet». *Journal of Glaciology*, 23, 193-207.
- Hersen, P.; Andersen, K. H.; Elbelrhti, H.; Andreotti, B.; Claudin, P., y Douady, S. (2004): «Corridors of barchan dunes: stability and size selection». *Physical Review*, E69, c11304, 12 págs.
- Hesp, P. A. (2002): «Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics». *Geomorphology*, 48, 245-268.
- Hesp, P. A. (2004): «Dune coastal». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 291-295.
- Hesp, P. A., y Hyde, R. (1996): «Flow dynamics and geomorphology of a through blowout». *Sedimentology*, 43, 505-525.
- Hesp, P. A., y Thom, B. C. (1990): «Geomorphology and evolution of active transgressive dune fields». En: Nordstrom, K. F.; Psuty, N. P., y Carter, R. W. G. (Eds.): *Coastal Dunes: Form and Process*. Wiley. Chichester, 253-288.
- Hess, H. H. (1962): «History of ocean basins». En: Engle, A.; E. J. (Ed.) *Petrologic Studies. A Volume in Honor of A. F. Buddington*. Geological Society of America, Boulder, 599-620.
- Hestners, E. (1985): «A contribution to the prediction of slush avalanches». *Annals of Glaciology*, 6, 1-4.
- Hewitt, K. J. (1967): «Ice-front deposition and the seasonal affect, a Himalayan example». *Transactions of the Institute of British Geographers*, 42, 93-106.
- Hibbert, A. R. (1967): «Forest treatment effects on water yield». En: Soppe, W. E., y Luel, H. W. (Eds.): *Forest Hydrology*. Pergamon, Dordrecht, 527-543.
- Hicks, D. M., y Mason, P. D. (1991): *Roughness Characteristics of New Zealand Rivers*. Water Resources Survey, 329 págs.
- Hickson, C. J. (1990): «The May 18, 1980, Eruption of Mount St. Helens, Washington State: A synopsis of events and review of Phase I from an eyewitness perspective. *Geoscience Canada*, 17, 127-131.
- Hickson, C. J., y Peterson, D. W. (Eds.) (1990): «Special Symposium Commemorating the 10th Anniversary of the Eruption of Mount St. Helens, May 18, 1980». *Geoscience Canada*, 17, 125-187.
- Higgins, C. G. (1956): «Formation of small ventifacts». *Journal of Geology*, 64, 506-516.
- Higgins, C. G. (1975): «Theories of landscape development: a perspective». En: Melhorn, W. N., y Flemal, R. C. (Eds.): *Theories of Landform Development*. Allen and Unwin. Boston, 1-28.
- Higgins, C. G. (1982): «Grazing-step terracettes and their significance». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26, 459-472.
- Higgins, C. G. (1984): «Piping and sapping: development of landforms by groundwater flow». En: LaFleur, R. G. (Ed.): *Groundwater as a Geomorphic Agent*. Allen & Unwin. Boston, 18-58.
- Higgins, C. G., y Osterkamp, W. R. (1990): «Seepage-induced cliff recession and regional denudation». En: Higgins, C. G., y Coates, D. R. (Eds.): *Groundwater Geomorphology*. Geological Society of America Special Paper, 252, 291-317.
- Hilger, A. (1897): «Über Verwitterungsvorgänge bei Kristallinischen und Sedimentär-gesteinen». *Landw. Jahrb.*; 8, 1-11.
- Hill, C. (2003): «Intrastratal karst at the waste isolation pilot plant site, Southeastern New Mexico». En: Johnson, K. S., y Neal, J. T. (Eds.): *Evaporite karst and engineering/environmental problems in the United States*. Oklahoma Geological Survey. Circular 109, 197-209.
- Hill, I. D., y Rackham, I. J. (1978): «Indications of mass movement on the Jos Plateau, Nigeria». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22, 258-274.
- Hills, E. S. (1940): «The lunette, a new landform of aeolian origin». *The Australian Geographer*, 3, 15-21.
- Hills, E. S. (1963): *Elements of Structural Geology*. Methuen. London, 483 págs.
- Hjulström, F. (1935): «Studies of the geomorphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris». *Bulletin of the Geological Institute of Uppsala*, 25, 221-527.
- Hodges, W. K. (1982): «Hydraulic characteristics of badland pseudo-pediment slope system during simulated rainstorm



- experiments». En: Bryan, R. B., y Yair, A. (Eds.): *Badland Geomorphology and Piping*. GeoBooks. Norwich, 127-151.
- Hodges, W. K., y Bryan, R. (1982): «The influence of material behaviour on runoff initiation in the Dinosaur badlands, Canada». En: Bryan, R., y Yair, A. (Eds.): *Badland Geomorphology and Piping*. GeoBooks. Norwich, 13-46.
- Hoffmann, G., y Schulz, H. D. (1987): «Holocene stratigraphy and changing coastlines at the Mediterranean coast of Andalusia (SE Spain)». En: Zazo, C. (Ed.): *Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain. Trabajos Neógeno-cuaternario*. Museo Nacional de Ciencias Naturales, C. S. I. C., 10, 153-158. Madrid.
- Höllermann, P. (1983): «Blockgletscher als mesoformen der periglazialstufe. Bonner Geographische Abhandlungen, 67, 1-73.
- Hollinworth, S. E.; Taylor, J. H., y Kellaway, G. A. (1944): «Large-scale superficial structures in the Northampton Irostone Field». *Quarterly Journal Geological Society of London*, 100, 1-44.
- Holmes, A. (1928): «Radioactivity and continental drift». *Transaction Geological Society of Glasgow*, 18, 559-606.
- Holmes, A. (1944): *Principles of Physical Geology*. Nelson, London.
- Holmes, A. (1965): *Principles of Physical Geology*. Nelson. London, 1288 págs.
- Holmes, D. A. (1968): «The recent history of the Indus». *Geographical Journal*, 134, 367-382.
- Holmes, G. W.; Hopkins, D. M., y Foster, H. L. (1968): «Pingo in central Alaska». *Geographic Survey Bulletin*, 1341 H. Washington, 40 págs.
- Holness, S. D. (2003): «Sorted circle in the maritime subantarctic. Marion Island». *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 337-347.
- Holzer, T. L. (1984): «Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment». En: Holzer, T. L. (Ed.): *Man-Induced Land Subsidence*. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology, 6, 67-105.
- Holzer, T. L.; Davis, S. N., y Lofgren, B. E. (1979): «Faulting caused by groundwater extraction in south-central Arizona». *Journal of Geophysical Research*, 84, 603-612.
- Holzhausen, G. R. (1989): «Origin of sheet structure. I. Morphology and boundary conditions». *Engineering Geology*, 27, 225-278.
- Hooke, J. M. (2007): «Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river». *Geomorphology*, 84, 277-296.
- Hooke, J. M., y Redmond, C. E. (1989): «Use of cartographic sources for analysing river channel change with examples from Britain». En: Petts, G. E. (Ed.): *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*. Wiley. Chichester, 79-93.
- Hooke, J. M., y Redmond, C. E. (1989): «Use of cartographic sources for analysing river channel change with examples from Britain». En: Petts, G. E. (Ed.): *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*. Wiley. Chichester, 79-93.
- Hooke, R. leB. (1972): «Geomorphologic evidence of late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley. California». *Geological Society of America Bulletin*, 83, 2073-2098.
- Hooke, R. leB. (1967): «Processes on arid-region alluvial fans». *Journal of Geology*, 75, 438-460.
- Hooke, R. leB. (1987): «Mass movements in semi-arid environments and the morphology of alluvial fans». En: Anderson, M. G., y Richards, K. S. (Eds.): *Slope Stability*. Wiley. Chichester, 505-529.
- Hooke, R. leB. (1994): «On the efficacy of humans as geomorphic agents». *GSA Today*, 4, 217 y 224-225.
- Hooke, R. leB. (2000): «On the history of humans as geomorphic agents». *Geology*, 28, 843-846.
- Hooke, R. leB., y Lee, B. (1987): «Mass movement in semi-arid environments and the morphology of alluvial fans». En: Anderson, M. G., y Richards, K. S. (Eds.): *Slope Stability*. Wiley. Chichester, 505-529.
- Hooke, R. leB., y Rohrer, W. L. (1979): «Geometry of alluvial fans: Effect of discharge and sediment size». *Earth Surface Processes*, 4, 147-166.
- Hooke, R. leB.; Miller, S. B., y Kohler, J. (1988): «Character of englacial and subglacial drainage system in the upper part of the ablation area of Storglaciären, Sweden». *Journal of Glaciology*, 34, 228-231.
- Hoppe, G. (1959): «Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden». *Geografiska Annaler*, 41, 193-212.
- Horikawa, K. (1988): *Nearshore Dynamics and Coastal Processes: Theory, Measurement, and Predictive Models*. University of Tokyo Press. Tokyo, 522 págs.
- Horton, R. E. (1932): «Drainage basin characteristics». *Transactions American Geophysical Union*, 13, 350-361.
- Horton, R. E. (1933): «The role of infiltration in the hydrologic cycle». *Transactions of America Geophysical Union*, 14, 446-460.
- Horton, R. E. (1945): «Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology». *Bulletin of the Geological Society of America*, 56, 275-370.
- Hortvik, K. (2005): «Deformation of the surface ground induced by process of inundation of worked out areas after termination of underground mining exploitation». En: Konecny, (Ed.): *Eurorock 2005. Impact of Human Activity on the Geological Environment*. Balkema. Leiden, 197-203.
- Hotz, R. D., y Schuster, R. L. (1996): «Stabilization of soil slopes». En: Turner, A. K., y Schuster, R. L. (Eds.): *Landslides: Investigation and Mitigation*. Special Report, 247. National Academic Press. Washington, 439-473.
- Houghton, J. T.; Ding, Y.; Griggs, D. J.; Noguer, M.; Liden, P. J. van der, Dai, X.; Maskell, K., y Johnson, C. A. (Eds.) (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press. Cambridge, 881 págs.
- Houghton, J. T.; Jenkins, Y. C., y Ephraums, J. J. (Eds.) (1990): *Climatic Change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press. Cambridge, 365 págs.
- Houghton, J. T.; Meira Filho, L. G.; Callander, B. A.; Harris, N.; Kattenberg, A., y Maskell, K. (1996): «Climatic Change 1995». *The Science of Climatic Change*. Published for the IPCC. Cambridge University Press. Cambridge, 572 págs.
- Howard, A. D. (1942): «Pediment passes and the pediment problem». *Journal of Geomorphology*, 5, 3-32, 95-136.
- Howard, A. D., y Dolan, R. (1981): «Geomorphology of the Colorado River in the Grand Canyon». *Journal of Geology*, 89, 269-298.
- Howard, A. D., y Selby, M. J. (1994): «Rock slopes». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 123-172.



- Howard, A. D.; Morton, J. B.; Gad-el-Hak, M., y Pierce, D. B. (1978): «Sand transport model of barchan dune equilibrium». *Sedimentology*, 25, 307-338.
- Howard, G. A., y Mitchell, C. W. (1985): *Phytogeomorphology*. Wiley Interscience. New York, 222 págs.
- Hoyos, M., y Jordá, J. F. (1989): «Los yacimientos arqueológicos y paleontológicos asociados a los depósitos kársticos cuaternarios en España». En: Durán, J. J., y López-Martínez, J. (Eds.): *El Karst en España*. Monografía 4, Sociedad Española de Geomorfología. Madrid, 381-390.
- Hsu, K. J. (1978): «Alber Heim: Observations on landslides». En: Voight, B. (Ed.): *Rockslides and Avalanches*. Elsevier. Amsterdam, 70-93.
- Hsu, K. Y. (1975): «Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls». *Geological Society of America Bulletin*, 86, 129-140.
- Hubbert, M. K. (1967): «The strength of earth». *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 29, 1.630-1.653.
- Hubble, G. D.; Isbell, R. F., y Northcote, K. H. (1983): «Features of Australian soils». En: *Soils: an Australian viewpoint*. Academic Press. Melbourne, 17-47.
- Hubp, J. L., e Inbar, M. (2002): «Desastres Naturales en América Latina». En: Hubp, J. L., e Inbar, M. (Eds.): *Desastres naturales en América Latina*. Fondo de Cultura Económica, México, 9-33.
- Hugget, R. J. (2003): *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge. London, 386 págs.
- Hughes, M. K., y Díaz, H. P. (Eds.): *The Medieval Warm Period*. Kluwer. London, 342 págs.
- Hughes, T. J. (1992): «Abrupt climatic change related to unstable ice-sheet dynamics: toward a new paradigm». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 97, 203-234.
- Huisink, M. (1998): «Tectonic versus climatic controls on the River Maas dynamics the Late Glacial». En: Benito, G.; Baker, V. R., y Gregory, K. J. (Eds.): *Palaeohydrology and Environmental Change*. Wiley. Chichester. 99-109.
- Huisink, M. (2000): «Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands». *Sedimentary Geology*, 133, 115-134.
- Huisink, M.; Moor, J. J.; Kasse, C., y Virtanen, T. (2002): «Factors influencing periglacial fluvial morphology in the northern European Russian tundra and taiga». *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 1223-1235.
- Hulbe, C. L.; MacAyeal, D. R.; Denton, G. H.; Kleman, J., y Lowell, T. V. (2004): «Catastrophic ice shelf breakup as the source of Heinrich event icebergs». *Paleoceanography*, 19, PA1004, doi: 10.1024/2003PA000890.
- Hunt, C. B., y Mabey, D. R. (1966): *Stratigraphy and structure, Death Valley, California*. United States Geological Survey Professional Paper 496A.
- Hunt, C. B., y Washburn, A. L. (1966): «Salt features that simulate ground patterns formed in cold climates». *United States Geological Survey, Professional Paper*, 494-B, 104-133.
- Hunt, C. B.; Robinson, T. W.; Bowles, W. A., y Washburn, A. I. (1966): «Hydrologic basin. Death Valley. California». *United States Geological Survey, Professional Paper*, 494-B.
- Hunter, R. E. (1985): «A kinematic model for the structure of lee-side deposits». *Sedimentology*, 32, 409-422.
- Hunter, R. E.; Richmond, B. M., y Alpha, T. R. (1983): «Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast». *Bulletin of the Geological Society of America*, 94, 1450-1465.
- Hutchinson, G. E. (1957): *A Treatise on Limnology: Geography, Physics and Chemistry*, vol. 1. Wiley. New York, 1.015 págs.
- Hutchinson, J. N. (1968): «Mass movement». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold. New York, 688-695.
- Hutchinson, J. N. (1988): «Morphological geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology». In: Bonnard, C. (Ed.) *Landslides*. Proceedings of 5th International Symposium on Landslide, vol. 1, 3-35.
- Hutchinson, J. N. (1995): «Keynote paper: landslide hazard assessment». En: Bell, D. H. (Ed.): *Landslides*. Balkema. Rotterdam, 1805-1841.
- Hutton, J. T., y Dixon, J. C. (1981): «The chemistry and mineralogy of some South Australian calcretes and associated soft carbonates and their dolomitization». *Journal of the Geological Society of Australia*, 28, 71-79.
- I. S. R. M. (1979): «Suggested methods for determining: Water content, porosity, density, absorption and related properties. Swelling and slake-durability index properties». *International Journal of Rock Mechanics and Mineral Science*, 16, 143-156.
- Ibsen, M. L.; Brunsden, D.; Bromhead, E., y Collison, A. (1996b): «Slab Slide». En: Dikau, A.; Brunsden, D.; Shortt, L., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley Chichester, 78-84.
- Ibsen, M. L.; Brunsden, D.; Bromhead, E., y Collison, A. (1996a): «Block Slide». En: Dikau, R.; Brunsden, D.; Shortt, L., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 64-77.
- Ibsen, M. L.; Brunsden, D.; Bromhead, E., y Collison, A. (1996c): «Flow slide». En: Dikau, R.; Brunsden, D.; Schrott, R., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 202-211.
- ICOD (1997): (Eds.): *Guía Ciudadana de los Riesgos Geológicos*. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos, 196 págs. Traducción español Regueiro, M.; Suárez, L. et al. (ampliada) de *The Citizens' Guide to Geologic Hazards*. The American Institute of Professional Geologists, 134 págs.
- Idso, S. B. (1974): «Tornado or dust devil: enigma of desert whirlwinds». *America Scientist*, 62, 530-541.
- Imeson, A. C.; Kwaad, F. J. P. M., y Verstratten, J. M. (1982): «The relationship of soil physical and chemical properties to the development of badlands in Morocco». En: Bryan, R. B., y Yair, A. (Eds.): *Badland geomorphology and piping*. GeoBooks. Norwich, 47-70.
- Inbar, M. (1972): «A geomorphic analysis of a catastrophic flood in a Mediterranean basaltic watershed». *University of Haifa*, 22. *International Geography Congress Publications*.
- Ingmanson, D. E., y Wallace, W. J. (1989): *Oceanography. An Introduction*. Wadsworth. Belmont, California, 511 págs.
- Inman, D. L., y Jenkins, S. A. (2005): «Accretion and erosion waves on beaches». En: Schwartz, M. L. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 1-4.
- Inman, D. L., y Nordstrom, C. E. (1971): «On the tectonic and morphologic classifications of coasts». *Journal of Geology*, 79, 1-21.
- Inman, D. L.; Ewing, G. C., y Corliss, J. B. (1966): «Coastal sand dunes of Guerrero Negro». *Baja California. Méjico. Bulletin of the Geological Society of America*, 77, 787-802.
- Innes, J. L. (1983): «Lichenometric dating of debris-flow deposits in the Scottish Highlands». *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 579-588.



- Innes, J. L. (1985): «Lichenometry. *Progress of Physical Geography*, 9, 187-254.
- Instituto Geológico y Minero de España (1985): *Geología y Prevención de Daños para Inundaciones*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 412 págs.
- International Society for Rock Mechanics (ISRM) (1972): Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake-durability index properties (Doc. n.º 2). Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests, 36 págs.
- Isacks, B.; Oliver, J., y Sykes, L. R. (1968): «Seismology and the new global tectonics». *Journal of Geophysical Research*, 73, 5855-5899.
- Isarin, R. F. B. (1997): «Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Youngest Dryas». *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 313-333.
- Ishihara, K. (1989): «Liquefaction-induced landslides and debris flow in Tajikistan, URSS». *Landslides News*, 3, 6-7.
- ISSMFE (1985): Progress Report: Peculiarities of Geotechnical behaviour of tropical lateritic and saprolitic soils. *First International Conference and Saprolitic Soils*. Committee on Tropical Soils of International Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering. Sao Paulo, 449 págs.
- Iversen, J. D.; Greeley, R.; Marshall, J. R., y Pollack, J. (1987): «Aeolian saltation threshold: effect of density ratio». *Sedimentology*, 34, 699-706.
- Iverson, N. R. (1995): «Processes of erosion». En: Menzies, J. (Ed.): *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann. Oxford, 241-260.
- Iverson, N. R. (2006): «Laboratory experiments in glaciology». En: Knight, P. G. (Ed.): *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell. London, 449-456.
- Jackson, N. L. (2004): «Estuary». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 341-344.
- Jahn, A. (1954): «Balance de denudation de versant». *Czasopismo Geogr.*, 25, 38-64.
- Jahn, A. (1964): «Slopes morphological features resulting from gravitation». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band*, 5, 59-72.
- Jahn, A. (1972): «Tundra polygons in the Mackenzie Delta». *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 60, 285-292.
- Jahn, A. (1975): *Problems of Periglacial Zone*. PWN Polish Scientific Publishers. Varsovia, 220 págs.
- Jahn, A. (1976): «Geomorphological modeling and nature protection in Arctic and Subarctic environments». *Geoforum*, 7, 121-137.
- Jahns, R. H. (1943): «Sheet structure in granites: its origin and use as a measure of glacial erosion in New England». *Journal of Geology*, 60, 7-98.
- Jain, V., y Sinha, R. (2004): «Fluvial dynamics of an anabranching river system in Himalaya foreland basin, Bahma river, north Viras plains, India». *Geomorphology*, 60, 147-170.
- Jakucs, L. (1977): *Morphogenetic of Karst Regions*. Adam Hilger. Bristol, 284 págs.
- James, A. N. (1992): *Soluble materials in civil engineering*. Ellis Horwood. Chichester, 439 págs.
- Jansen, R. W. (1980): *Dams and Public Safety. A Water Resources Technical Publication*. Water and Power Resources Service, United States Department of the Interior. Denver.
- Jansen, J. H. F., y Van Iperen, J. M. (1991): «A 220.000 years climatic record for the east equatorial Atlantic Ocean and equatorial Africa: evidence from diatoms and opal phytoliths in the Zaire (Congo) deep sea fan». *Palaeoceanography*, 6, 573-591.
- Jauzein, A. (1974): «Les données sur le système  $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  et leurs implications géologiques». *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 16, 151-159.
- Jeffreys, H. (1929): *The Earth; its origin, history and physical constitution*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Jeje, L. K. (1973): «Inselberg evolution in a humid tropical environment: the example of south-western Nigeria». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, 194-225.
- Jennings, J. N. (1964): «The question of coastal dunes humid tropical climates». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8, 150-154.
- Jennings, J. N. (1971): *Karst*. The M. I. T. Press. Cambridge, 252 págs.
- Jennings, J. N. (1973): «"Any Milleniums today, lady". The geomorphic bandwagon parade». *Australian Geographical Studies*, 11, 115-133.
- Jennings, J. N. (1983): «The disregarded karst of the arid and semiarid domain». *Karstologia*, 1, 61-73.
- Jennings, J. N. (1985): *Karst Geomorphology*. Blackwell. Oxford, 293 págs.
- Jenny, H. (1941): *Factors of Soil Formation*. McGraw-Hill. New York, 281 págs.
- Jenny, H. (1950): «Origin of soils». En: Trask, P. D. (Ed.): *Applied Sedimentation*. Wiley. New York, 41-61.
- Jenny, H. (1980): *The Soil Resource*. Springer, New York, 377 págs.
- Jeschke, A. A.; Vosbeck, K., y Dreybrodt, W. (2001): «Surface controlled dissolution rates of gypsum in aqueous solutions exhibit nonlinear dissolution kinetics». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 27-34.
- Jibson, R. W. (1996): «Using landslides for paleoseismic analysis». En: McCalpin, J. (Ed.): *Paleoseismology*. Academic Press. London, 397-438.
- Jiménez-Salas, J. A.; de Justo, J. L., y Serrano, A. A. (1981): *Geotecnia y Cimientos II. Mecánica del Suelo y de las Rocas*. Rueda. Madrid, 1188 págs.
- Jiskoot, H.; Murray, T. and Boyle, P. (2000): «Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard». *Journal of Glaciology*, 46, 412-422.
- Johannessen, C. L.; Feireisen, J. J., y Wells, A. K. (1982): «Weathering of ocean cliffs by salt expansion in mid-latitude coastal environments». *Shore and Beach*, 50, 26-34.
- Johnson, A. M. (1970): *Physical Processes in Geology*. Freeman. San Francisco, 577 págs.
- Johnson, A. M., y Rodine, J. R. (1984): «Debris Flow». En: Brunsten, D., y Prior, D. V. (Eds.): *Slope Instability*. Wiley. New York, 257-361.
- Johnson, D. W. (1919): *Shore Processes and Sholine Development*. Prentice Hall. New York, 584 págs.
- Johnson, D. W. (1932a): «Rock planes of arid regions». *Geographical Review*, 22, 656-665.
- Johnson, D. W. (1932b): «Rock fans of arid regions». *America Journal of Science*, 23, 389-416.
- Johnson, F. A., e Illes, P. (1976): «A classification of dam failures». *Water Power Dam Construct*, 28, 43-45.
- Johnson, G. (1960): «Cryoturbation at Zaragoza, Northern Spain». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 4, 74-80.
- Johnson, K. S. (1989): «Salt dissolution, interstratal karst, and ground subsidence in the northern part of Texas Panhandle».



- En: Beck, B. F. (Ed.): *Engineering and Environmental Impacts of Sinkholes and Karst*. Proceedings of the third multi-disciplinary conference on sinkholes and the engineering and environmental impacts of karst. St. Petersburg Beach, Florida, 115-121.
- Johnson, K. S. (2005): «Salt dissolution and subsidence or collapse caused by human activities». *Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology*, 16, 101-110.
- Johnson, K. S. (2008): «Evaporite-karst problems and studies of United States». *Environmental Geology*, 53, 937-943.
- Johnson, K. S., y Neal, J. T. (2003): *Evaporite karst and engineering environmental problems in the United States*. Oklahoma Geological Survey. Circular 109, 353 págs.
- Johnson, R. G., y Lauritzen S. E. (1995): «Hudson-Bay-Hudson Strait jökulhlaups and Heinrich events: a hypothesis». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117, 123-137.
- Johnson, W. H., y Menzies, J. (1996): «Pleistocene supraglacial and ice-marginal deposits and landforms». En: Menzies, J. (Ed.): *Past Glacial Environments. Sediments, Forms and Techniques*. Butterworth-Heinemann. Oxford, 137-160.
- Joly, F. (1950): «Pédiments et glaciaires d'érosion dans le Sud-Est du Maroc». *Congres Internationale de Géographie*, 2, 110-125. Lisboa.
- Jones, D. E., y Holtz, W. G. (1973): «Expansive soils-the hidden disaster: Civil Engineering». *American Society of Civil Engineering*, 43, 49-51.
- Jones, D. K. C. (1980): «British applied geomorphology: an appraisal». *Zeitschrift für Geomorphologie*. Supplementband, 36, 48-73.
- Jones, D. K. C.; Brunsden, D., y Goudie, A. S. (1983): «A preliminary geomorphological assessment of the Karakoram Highway». *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 16, 331-355.
- Jones, F. O. (1973): «Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras Scarpment, Brazil». *United States Geological Survey, Professional Paper*, 697, 42 págs.
- Jones, J. A. A. (1981): *The Nature of Soil Piping. A Review of Research*. GeoBooks. Norwich, England, 301 págs.
- Jones, J. A. A. (1990): «Piping effects of humid lands». En: Higgins, C., y Coates, D. (Eds.): *Ground-water Geomorphology. The Role of Subsurface Water in Earth-surface Processes and Landforms*. Geological Society of America, Special Paper, 111-138.
- Jones, J. A. A. (2004): «Pipe and Piping». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 784-788.
- Jones, P. D., y Kelly, P. M. (1996): «The effect of tropical explosive volcanic eruption on surface air temperature». En: Fiocco, G.; Fuà, D., y Visconti, G. (Eds.): *The Mount Pinatubo Eruption. Effects on the Atmosphere and Climate*. NATO ASI Series, vol. 42, 95-111.
- Jones, R. G. B. (1975): *Central Nigeria Project: Report on a Soil Conservation Consultancy to Study Soil Erosion Problems on the Jos Plateau*. Land Resource Report, n.º 6.
- Jordá, J. F. (1998): *Tectónica placas. Evolución de las ideas sobre la dinámica interna de la Tierra*. Santillana, Madrid, 112 págs.
- Jordan, T. H., y Minster, R. G. (1988): «Measuring crustal deformation in the American West». *Scientific American*, 259, 48-56.
- Jorgensen, D. W.; Harvey, M. D.; Schumm, S. A., y Flam, L. (1993): «Morphology and dynamics of Indus River: implications for the Mohen jo Daro site». En: Shroder, J. F. Jr. (Ed.): *Himalaya to the sea*. Routledge. London, 288-326.
- Jorgenson, M. T.; Racine, C. H.; Walters, J. C., y Osterkamp, T. E. (2001): «Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska». *Climatic Change*, 48, 551-571.
- Jouzel, J., Lorius, C.; Petit, J. R.; Barkev, N. I.; Kotlyakov, V. M., y Petrov, V. M. (1987): «Vostok ice core. A continuous isotopic temperature record over the last climatic cycle (160.000 years)». *Nature*, 329, 403-408.
- Jouzel, J., y Lorius, C. (1999): «Evolution du climat: du passé récent vers le futur». *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, 229-239.
- Judson, S., y Andrews, G. W. (1955): «Pattern and form of some valleys in the Drift Area, Wisconsin». *Journal of Geology*, 63, 328-336.
- Jungerius, P. D. (1984): «A simulation model of blowout development». *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 509-512.
- Jungerius, P. D., y van der Meulen, F. (1989): «The development of dune blowouts, as measured with erosion pins and sequential air photos». *Catena*, 16, 369-376.
- Jurask, K., y Niewiarowski, W. (1962): Introduction to the Detailed Geomorphological Map of the Polish Lowland 1:50.000. Polish Academia Sciences Geographical Institute. Torun.
- Jurasz, K., y Niewiarowski, W. (1962): *Instruction to the Detailed Geomorphological Map of the Polish Lowland 1:50.000*. «Polish Acad». Sciences Geographical Institute. Torun.
- Kamb, B., y LaChapelle, E. R. (1964): «Direct observations of the mechanism of glacier sliding over bedrock». *Journal of Glaciology*, 6, 159-172.
- Kapitsa, A. P.; Ridley, J. K.; Robin, G. de Q.; Siegert, M. J., y Zotikov, I. A. (1996): «A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica». *Nature*, 381, 684-686.
- Kaplar, C. W. (1965): «Stone migration by freezing of soils». *Science*, 149, 1520-1521.
- Karrash, H. (1983): «Die Periglaziale tal und reliefa symmetrie». *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften*, 35, 310-327.
- Kasse, C. (1997): «Cold-climate sand-sheet formation in North-Western Europe (C<sup>14</sup>-12,4 Ka); a response to permafrost degradation and increased aridity». *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 295-311.
- Kasse, C. (1998): «Depositional model for cold-climate tundra rivers». En: Benito, G.; Baker, V. R., y Gregory, K. J. (Eds.): *Palaeohydrology and Environmental Change*. Wiley. Chichester, 83-97.
- Kasse, C. (2002): «Sandy eolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Late glacial in northwest and centre Europe». *Progress in Physical Geography*, 26, 507-532.
- Kassler, P. (1973): «The structural and geomorphic evolution of the Persian Gulf». En: Purser, B. H. (Ed.): *The Persian Gulf*. Springer Verlag. New York, 11-32.
- Kaufman, D. S.; Miller, G. H., y Andrews, J. T. (1992): «Amino acid composition as taxonomic tool for molluscan fossils: an example from Pliocene-Pleistocene Arctic marine deposits». *Acta Geochemica and Cosmochimica*, 56, 2445-2453.
- Kaye, C. A. (1967): «Kaolinisation of bedrock of the Boston, Massachusetts area». *United States Geological Survey Professional Paper*, 575-C, C165-C172.



- Kearey, P., y Vine, F. J. (1996): *Global Tectonics*. Blackwell, Oxford, 333 págs.
- Keller, C. (1946): *El Departamento de Arica*. Ministerio de Economía y Comercio. Santiago de Chile.
- Keller, E. A., y Blogget, R. H. (2006): *Natural Hazards: Earth Processes as Hazards, Disasters and Catastrophes*. Prentice Hall. (Trad. esp. P. Gil. Riesgos Naturales, Procesos de la Tierra como riesgos, desastres y catástrofes. Pearson-Prentice Hall. Madrid, 422 págs.).
- Keller, E. A., y Pinter, N. (1996): *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall. New Jersey, 338 págs.
- Keller, W. D. (1957): *The Principles of Chemical Weathering*. Lucas Brothers. Columbia, Missouri, 111 págs.
- Kelletat, D.; Whelan, F.; Bartel, P., y Scheffers, A. (2005): «New tsunami evidences in southern Spain—Cabo Trafalgar and Mallorca Island». En: Sanjaume, E., y Mateu, J. F. (Eds.): *Geomorfología litoral i Quaternari*. PUV. Valencia, 215-222.
- Kemmis, T. L. (1989): «Importance of the vegetation process to certain properties of basal tills deposited by the Laurentide ice sheet in Iowa and Illinois, USA». *Annals of Glaciology*, 2, 147-152.
- Kennedy, B. A. (2004): «Systems in Geomorphology». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 1031-1033.
- Kerans, Ch. (1988): «Karst-controlled reservoir heterogeneity in Ellenberger Group Carbonates of West Texas». *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 72, 1160-1183.
- Kerr, R. C., y Nigra, J. O. (1952): «Eolian sand control». *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, 36, 1541-1573.
- Kershaw, G. P., y Gill, D. (1979): «Growth and decay of palsas and peat plateaux in the Macmillan Pass - Tschu River area, Northwest Territories, Canada». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 1362-1367.
- Kesel, R. H. (1973): «Inselberg landform elements: definition and synthesis». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 22, 97-108.
- Kesel, R. H. (1977a): «Slope runoff and denudation in the Rupununi savanna, Guyana». *Journal of Tropical Geography*, 44, 33-42.
- Kesel, R. H. (1977b): «Some aspects of the geomorphology of inselbergs in central Arizona, U. S. A». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21, 119-146.
- Kesel, R. H. (1976): «The use of the refraction-seismic techniques in geomorphology». *Catena*, 3, 91-98.
- Kesseli, J. E., y Beaty, C. B. (1959): *Desert flat conditions in the White mountains of California and Nevada*. United States Army Quartermaster Research and Engineering Centre. Technical Report, EP-108.
- Keylock, C. (1997): «Snow avalanches. *Progress in Physical Geography*, 21, 481-500.
- Khalil, G. M. (1990): «Floods in Bangladesh: a question of disciplining the rivers». *Natural Hazards*, 3, 379-401.
- Khan, H. R. (1971): *Laboratory study of river morphology*. Ph. D. Dissertation. Colorado State University, 189 págs.
- Kiersch, G. A. (1964): «Vaiont reservoir disaster». *Civil Engineering*, 34, 32-39.
- Kiersch, G. A. (1983): «The Vaiont reservoir disaster». En: Tank, R. W. (Ed.): *Environmental Geology*. Oxford University Press. Oxford, 151-162.
- Kiewietdejonge, C. J. (1984): «Büdel's geomorphology II». *Progress in Physical Geography*, 8, 365-397.
- Kilburn, C. R. J., y Petley, D. N. (2003): «Forecasting giant, catastrophic slope collapse: lessons from Vaiont, Northern Italy». *Geomorphology*, 54, 21-32.
- Killigrew, L. P., y Gilkes, R. J. (1974): «Development of playa lakes in south western Australia». *Nature*, 247, 454-455.
- King, C. A. M. (1966): *Techniques in Geomorphology*. Arnold. London, 342 págs.
- King, C. A. M. (1976): «Introduction». En: King, C. A. M. (Ed.): *Landforms and Geomorphology. Concepts and History*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, 1-10.
- King, L. C. (1942): *South African Scenery. A Textbook of Geomorphology*. Oliver and Boyd. Edinburgh, 308 págs.
- King, L. C. (1948): «A theory of bornhardts». *Geographical Journal*, 112, 83-87.
- King, L. C. (1949): «The pediment problem: some current problems». *Geological Magazine*, 86, 245-250.
- King, L. C. (1953): «Canons of landscape evolution». *Bulletin of Geological Society of America*, 64, 721-752.
- King, L. C. (1957a): «Landscape study in southern Africa». *Proceedings Geological Society of South Africa*, 50, 22-52.
- King, L. C. (1957b): «The uniformitarian nature of hillslopes». *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 17, 81-102.
- King, L. C. (1962): *The Morphology of the Earth. A Study and Synthesis of World Scenery*. Oliver and Boyd. Edinburgh, 726 págs.
- King, L. C. (1975): «Bornhardt landforms and what they teach». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 19, 299-318.
- King, L. C. (1976): «Planation remnants upon high lands». *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 20, 133-148.
- King, L. C. (1983): *Wandering Continents and Spreading Sea Floor on an Expanding Earth*. Wiley. Chichester, 232 págs.
- King, P. B., y Schumm, S. A. (1980): *The Physical Geography (Geomorphology) of William Morris Davis*. Geo Books. Norwich, 217 págs.
- Kirkbride, M. P. (1995): «Processes of transportation». En: Menzies, J. (Ed.): *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann. Oxford, 261-292.
- Kirkby, A. T. V., y Kirkby, M. J. (1974): «Surface wash at the semiarid break in slope». *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband, 21, 151-171.
- Kirkby, E.; Whipple, K. X.; Tang, W. Q., y Chen, Z. L. (2003): «Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: interference from bedrock channel longitudinal profiles». *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B4), 2217.
- Kirkby, M. J. (1969): «Erosion by water on hillslopes». En: Chorley, R. J. (Ed.): *Water, Earth and Man*. Methuen. London, 229-238.
- Kirkby, M. J. (1976): «Hydrological slope models: the influence of climate». En: Derbyshire, E. (Ed.): *Geomorphology and Climate*. Wiley. Chichester, 247-267.
- Kirkby, M. J. (1987): «Models in Physics Geography». En: Clark, M. J.; Gregory, K. J., y Gurnell, A. M. (Eds.): *Horizons in Physical Geography*. Macmillan. London, 47-61.
- Kirkby, M. J. (1994): «Thresholds and instability in stream head hollow: a model of magnitude and frequency for wash processes». En: Kirkby, M. J. (Ed.): *Process, Models and Theoretical Geomorphology*. Wiley. Chichester, 215-314.



- Kiss, T., y Sipos, G. (2007): «Braid-scale channel geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages». *Geomorphology*, 84, 209-221.
- Klammer, C. (1982): «Die Palaeowüste des Pantanal von Mato Grosso und die Pleistozäne Klimageschichte der Brazilianischen Randtropen». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26, 393-416.
- Clappa, C. F. (1979): «Lichen stromatolites: criterion for sub-aerial exposure and a mechanism for the formation of laminar calcretes (caliche)». *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 387-400.
- Klein, C. (1993): *Du Dynamisme des Processus à la Dynamique des Formes en Géomorphologie*. Ed. Ophrys. Gap, 299 págs.
- Klein, M. (1984): «Weathering rates of limestones tombstones measured in Haifa, Israel». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 28, 105-111.
- Klimaszewski, M. (1956): «The principles of geomorphological survey in Poland». *Przegląd Geograficzny*, 28, suppl.; 32-40.
- Klimaszewski, M. (1963): «The principles of geomorphological mapping in Poland+annex: Landform list and signs used in the detailed geomorphological map. Problems of geomorphological mapping». *Geogr. Studies*, 46, 67-71 y 139-177.
- Klimchouk, A. (2000a): «The formation of epikarst and its role in the vadose speleogenesis». En: Klimchouk, A. B.; Ford, D. C.; Palmer, A. N., y Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, 91-99.
- Klimchouk, A. (2000b): «Speleogenesis in gypsum». En: Klimchouk, A. B.; Ford, D. C.; Palmer, A. N., y Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville. Alabama, 431-442.
- Klimchouk, A. (2004a): «Caves». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 203-205.
- Klimchouk, A. (2004b): «Evaporite karst». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 343-347.
- Klimchouk, A. (2004c): «Ukraine gypsum caves and karst». En: Gunn, J. (Ed.) *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 745-748.
- Klimchouk, A. (2005): «Gypsum Caves». En: Culver, C. C., y White, W. D. (Eds.): *Encyclopedia of Caves*. Elsevier. Amsterdam, 283-288.
- Klimchouk, A., y Andrejchuk, K. V. (1996a): «Breakdown development in cover beds and landscape features induced by intrastratal gypsum karst». *International Journal of Speleology*, 25, 127-144.
- Klimchouk, A., y Andrejchuk, K. V. (1996b): «Environmental problems in gypsum karst terrains». *International Journal of Speleology*, 25, 145-156.
- Klimchouk, A., y Andrejchuk, K. V. (2005): «Karst breakdown mechanisms from observations in the gypsum caves of the Western Ukraine: implications for subsidence hazard assessment». *Environmental Geology*, 48, 336-359.
- Knez, M., y Slabe, T. (2004): «Highways on Karst». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 419-420.
- Knight, M. J. (1980): «Structural analysis and mechanical origins of gilgai at Boorook, Victoria, Australia». *Geoderma*, 23, 245-283.
- Knight, P-G.; Waler, R. I.; Patterson, C. J.; Jones, A. P., y Robinson, Z. P. (2002): «Discharge of debris flow ice at the margin of the Greenland ice sheet». *Journal of Glaciology*, 48, 192-200.
- Knighton, D. (1984): *Fluvial Form and Processes*. Arnold. London, 218 págs.
- Knighton, D. (1998): *Fluvial Form and Processes. A New Perspective*. Arnold. London, 383 págs.
- Knighton, D., y Nanson, G. C. (1993): «Anastomosis and the continuum of channel pattern». *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 613-625.
- Knodel, P. C. (1991): *Characteristics and problems of dispersive clay soils*. Research and Laboratory Services Division Materials Engineering Branch, United States Department Interior. Denver.
- Knott, P., y Warren, A. (1981): «Aeolian processes». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Geomorphological Techniques*. Allen and Unwin. London, 226-246.
- Knox, J. C. (1972): «Valley alluviation in south western Wisconsin». *Annals Association American Geographers*, 62, 401-410.
- Knox, J. C. (1983): «Responses of river systems to Holocene climates». En: Wright Jr, H. E. (Ed.): *Late Quaternary Environments of the United States, Volume 2. The Holocene*. University of Minnesota Press. Minneapolis, 26-41.
- Knox, J. C. (1984a): «Fluvial response to small scale climate changes». En: Costa, J. E., y Fleisher, P. J. (Eds.): *Development and Applications of Geomorphology*. Springer, Berlin, 318-342.
- Knox, J. C. (1984b): «Responses of river systems to Holocene climates». En: Wright, H. E. (Ed.): *Late Quaternary Environments of the United States. 2. The Holocene*. Longman. London, 26-41.
- Knox, J. C. (1988): «Climatic influence on upper Mississippi valley flood». En: Baker, V. R.; Craig Kochel, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley. New York, 279-300.
- Knox, J. C. (1993): «Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate». *Nature*, 361, 430-432.
- Knox, J. C. (1995): «Fluvial systems since 20.000 years BP». En: Gregory, K. J.; Starkel, L., y Baker, V. R. (Eds.): *Global Continental Palaeohydrology*. Wiley. Chichester, 87-108.
- Knox, J. C. (2001): «Agricultural influence on landscape sensitivity in the Upper Mississippi River Valley». *Catena*, 42, 193-204.
- Kochel, R. C., y Baker, V. R. (1988): «Paleoflood analysis using slackwater deposits». En: Baker, V. R.; Craig Kochel, R., y Patton, R. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley, New York, 357-376.
- Kocurek, G. (1988): «First order and super bounding surfaces in eolian sequences-Bounding surfaces revisited». *Sedimentary Geology*, 56, 193-206.
- Kocurek, G., y Nielson, J. (1986): «Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets». *Sedimentology*, 33, 795-816.
- Kocurek, G.; Harholm, K. G.; Deynoux, M., y Blakey, R. C. (1991): «Amalgamated accumulations resulting from climatic and eustatic changes, Akchar Erg, Mauritania». *Sedimentology*, 38, 751-772.
- Kocurek, G.; Townsley, M.; Yeh, E.; Sweet, M., y Havholm, K. (1992): «Dune and dune-field development stages on Padre Island, Texas: effects of lee airflow and sand saturation levels and implications for interdune deposition». *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 622-635.



- Kolla, V.; Biscaye, P. E., y Hanley, A. F. (1979): «Distribution of quartz in Late Quaternary Atlantic sediments in relation to climate». *Quaternary Research*, 11, 261-277.
- Kondolf, G. M.; Lisle, T. E., y Wolman, G. M. (2003): «Bed sediment measurement». En: Kondolf, G. M., y Piégay, H. (Eds.): *Tools in Fluvial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 347-395.
- Koons, D. (1955): «Cliff retreat in the southwestern United States». *American Journal of Science*, 253, 44-52.
- Köppen, W. (1936): «Das geographische system der klimate». En: *Handbuch der Klimatologie*, 1, Gerbruder Borntraeger. Berlin.
- Kor, P. S. G.; Shaw, J., y Sharpe, D. R. (1991): «Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario: a regional review». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 623-642.
- Koster, E. A. (1988): «Ancient and modern cold climate aeolian sand deposition: a review». *Journal of Quaternary Science*, 3, 69-83.
- Koster, E. A., y Dijkman, J. W. A. (1988): «Niveo-aeolian deposits and denivation forms, with special reference to the Great Kobuk Sand Dunes, Northwestern Alaska». *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 153-170.
- Krahn, J.; Johnson, R. F.; Fredlund, D. G., y Clifton, A. W. (1979): «A highway failure in Cretaceous sediments at Maymount, Saskatchewan». *Canadian Geotechnical Journal*, 16, 703-715.
- Kranjc, A. (2004): «Kras, Eslovenia». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 485-486.
- Krauskopf, K. B. (1956): «Dissolution and precipitation of silica at low temperatures». *Acta Geochimica et Cosmochimica*, 10, 1-26.
- Krinsley, D. (1970): *A Geomorphological and Paleoclimatological Study of the Playas of Iran*. United States Geological Survey, 2 vols. Washington.
- Krinsley, D. (1998): «Models of rock varnish formation constrained by high resolution transmission electron microscopy». *Sedimentology*, 45, 711-725.
- Krinsley, D., y Wellendorf, W. (1980): «Wind velocities determined from the surface textures of sand grains». *Nature*, 283, 372-373.
- Krumbein, W. E., y Jens, K. (1981): «Biogenic rock varnishes of the Negev Desert (Israel): an ecological study of iron and manganese transformation by cyano-bacteria and fungi». *Oecologia*, 50, 25-28.
- Kuenen, Ph. (1960): «Experimental abrasion, 4: eolian action». *Journal of Geology*, 68, 427-449.
- Kühnel, R. A. (1987): «The role of cationic and anionic scavengers in laterites». *Chemical Geology*, 60, 31-40.
- Lachenbruch, A. H. (1962): *Mechanisms of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost*. Geological Society of America, Special Paper 70, 65 págs.
- Lachenbruch, A. H. (1970): «Thermal considerations in permafrost». En: Adkison, W. L., y Borsge, M. M. (Eds.): *Geological Seminar on the North Slope of Alaska Proceedings American Association Petroleum Geologists*, J1-2 y discussion J2-5. Los Angeles.
- Lacroix, A. (1904): *La Montagne Pelée et ses éruptions*. Masson. Paris, 662 págs.
- Ladd, H. S.; Tracey, J. L., y Gross, M. C. (1967): «Drilling on Midway Atoll, Hawaii». *Science*, 156, 1088-1094.
- Lain, R. (2002): «Técnicas de estabilización de laderas y taludes». En: Ayala, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos Naturales*. Ariel Ciencia. Barcelona, 421-444.
- Laity, J. E. (1994): «Landforms of aeolian erosion». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 506-537.
- Laity, J. E. (1995): «Wind abrasion and ventifact formation in California». En: Tchakerian, V. P. (Ed.): *Desert Aeolian Processes*. Chapman and Hall. London, 295-321.
- Laity, J. E., y Malin, M. C. (1985): «Sapping processes and the development of theater-headed valley networks in the Colorado Plateau». *Bulletin of the Geological Society of America*, 96, 203-217.
- Lal, R. (1986): «Deforestation and soil erosion». En: Lal, R.; Sánchez, P. A., y Cummings, R. W. (Eds.): *Land Clearing and Development in the Tropics*. Balkema. Rotterdam, 299-315.
- Lal, R.; Lawson, T. L., y Anastase, A. H. (1981): «Erosivity of tropical rains». En: De Broodt, M., y Gabriels, D. (Eds.): *Assessment of Erosion*. Wiley. Chichester, 143-151.
- LaMarche, V. C., y Hirschboeck, K. K. (1984): «Frost rings in trees as records of major volcanic eruptions». *Nature*, 307, 121-126.
- Lamb, H. H. (1970): «Volcanic dust in the atmosphere, with a chronology and assessment of its meteorological significance». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A226, 425-533.
- Lamb, H. H. (1972): *Climates: Present, Past and Future*. Vol I, Methuen. London, 613 págs.
- Lamb, H. H. (1977): *Climates: Present, Past and Future*, Vol. II. Methuen. London, 835 págs.
- Lamb, H. H. (1982): *Climate, History and the Modern World*. Methuen. London, 387 págs.
- LaMoreaux, P. E. (1985): *Panel for the Study of Management of Radioactive Waste at the Oak Ridge National Laboratory: A Technical Review*. Board of Radioactive Waste Management, Commission of Physical Sciences, Mathematics and Resources. National Research Council. National Academy Press. Washington, 176 págs.
- LaMoreaux, P. E.; Powell, W. J., y Lefrand, A. E. (1997): «Environmental and legal aspects of karst areas». *Environmental Geology*, 29, 23-36.
- Lancaster, N. (1978): «The pans of the Southern Kalahari, Botswana». *Geographical Journal*, 144, 80-98.
- Lancaster, N. (1981): «Palaeoenvironmental implications of fixed dune systems in southern Africa». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33, 327-346.
- Lancaster, N. (1982): «Dunes on the Skeleton Coast, Namibia (South West Africa): Geomorphology and grain size relationships». *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 575-587.
- Lancaster, N. (1983): «Linear dunes of the Namib sand sea». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 45, 27-49.
- Lancaster, N. (1985): «Variations in wind velocity and sand transport on the windward flanks of desert sand dunes». *Sedimentology*, 32, 581-593.
- Lancaster, N. (1987): «Variations in wind velocity and sand transport on the windward flanks of desert sand dunes-reply». *Sedimentology*, 43, 516-520.
- Lancaster, N. (1988): «Development of linear dunes in the southwestern Kalahari, southern Africa». *Journal of Arid Environments*, 14, 233-244.



- Lancaster, N. (1989a): *The Namib Sand Sea: Dune Forms, Processes and Sediments*. Balkema. Rotterdam, 180 págs.
- Lancaster, N. (1989b): «Star dunes». *Progress in Physical Geography*, 13, 67-91.
- Lancaster, N. (1989c): «The dynamics of star dunes: an example from the Gran Desierto, Mexico». *Sedimentology*, 36, 273-289.
- Lancaster, N. (1994): «Dune morphology and dynamics». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 474-505.
- Lancaster, N. (1995): *Geomorphology of desert dunes*. Routledge. London, 290 págs.
- Lancaster, N. (1995): *Geomorphology of Desert Dunes*. Routledge. London, 290 págs.
- Lancaster, N., y Ollier, C. D. (1983): «Sources of sand for the Namib Sand Sea». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 45, 71-83.
- Lancaster, N.; Nickling, W. G.; McKenna, C., y Wyatt, W. E. (1996): «Sediment flux and airflow on the stoss slope of a barchan dune». *Geomorphology*, 17, 55-62.
- Land, L. S. (1970): «Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: evidence from a fossil water table». *Sedimentology* 14, 175-185.
- Landy, J. P.; Singh, K. D., y Janz, K. (1991): «FAO's 1990 reassessment of tropical forest cover». *Nature and Resources*, 27, 21-26.
- Langbein, W. B. y Schumm, S. S. (1958): «Yield of sediment in relation to mean annual precipitation». *Transactions American Geophysical Union*, 39, 1076-1084.
- Langbein, W. B. (1961): *Salinity and hydrology of closed lakes*. United States Geological Survey, Professional Paper, 412, 1-20.
- Langbein, W. B. et al. (1949): «Annual runoff in the United States». *United States Geological Survey, Circular* 52, 14 págs.
- Langbein, W. B., y Schumm, S. A. (1958): «Yield of sediment in relation to mean annual precipitation». *Transactions of the American Geophysical Union*, 39, 1076-1084.
- Laronne, J. B., y Carson, M. A. (1976): «Interrelationships between bed morphology and bed-material transport for a small, gravel-bed channel». *Sedimentology*, 23, 67-85.
- Larsen, M. C.; Wicczorek, G. F.; Eaton, S., y Sierra, H. T. (2001): «The Venezuela landslide and flash flood disaster of December 1999». En: Mungai, A. (Ed.): *2nd Plinius Conference on Mediterranean Storms*, 16-18 October 2000. Siena. Italia.
- Latrubese, E. M.; Aquino da Silva, S., y Moraes, M. J. (2000): «Floods in the city of Rio Branco, Brazil: A case study of the impacts of human activities on flood dynamics and effects». En: Marchetti, M., y Rivas, V. (Eds.): *Geomorphology and Environmental Assessment*. Balkema. Lisse, 163-175.
- Latrubese, E. M.; Stevaux, J. C., y Sinha, R. (2005): «Tropical rivers». *Geomorphology*, 70, 187-206.
- Lattman, L. H. (1960): «Cross section of flood plain in a moist region of moderate relief». *Journal Sedimentary Petrology*, 30, 275-282.
- Lautridou, J. P. (1988): «Recent advances in cryogenic weathering». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 33-47.
- Lautridou, J. P., y Ozouf, J. C. (1982): «Experimental frost shattering 15 years of research at the Centre de Geomorphologie du CNRS». *Progress in Physical Geography*, 5, 215-232.
- Lawson, A. C. (1915): «The epigene profiles of the desert». *University of California Department of Geology Bulletin*, 9, 23-48.
- Lawson, D. E. (1979): «A comparison of the pebble orientations in ice and deposits of the Matanuska glacier, Alaska». *Journal of Geology*, 87, 629-645.
- Le Pichon, X. (1968): «Sea floor spreading and continental drift». *Journal of Geophysical Research*, 73, 3661-3697.
- Lecce, S. A. (1990): «The alluvial fan problem». En: Rachocki, A. H., y Church, M. (Eds.): *Alluvial Fans. A Field Approach*. Wiley. Chichester, 3-24.
- Lee, J. A.; Wigner, K. A., y Gregory, J. M. (1993): «Drought, wind and blowing dust on the southern High Plains of the United States». *Physical Geography*, 14, 56-67.
- Lee, M., y Fookes, P. (2005): «Climate and weathering». En: Fookes, P. G.; Lee, E. M., y Milligan, G. (Eds.): *Geomorphology for Engineers*. C. R. Press. Boca Raton (USA), 1-56.
- Lee, S. W. (1981): «Landslides in Taiwan». *Proceedings south east asian regional symposium on problems on soil erosion and sedimentation*. Bangkok, 195-206.
- Leeder, M. R., y Alexander, J. (1987): «The origin and tectonic significance of asymmetrical meander-belts». *Sedimentology*, 34, 217-226.
- Leeder, M. R., y Gawthorpe, R. L. (1987): «Sedimentary models for extensional tilt block/half-graben basins». En: Coward, M. P.; Dewey, J. F., y Hancock, P. L. (Eds.) *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication 28, 139-152.
- Lefebvre, G. (1996): «Soft sensitive clays». En: Turner, H. K., y Schuster, R. L. (Eds.): *Landslides. Investigation and Mitigation*. National Academic Press. Washington, 607-619.
- Legget, R. F. (1974): «Glacial landforms and civil engineering». En: Coates, D. R. (Eds.): *Glacial Geomorphology*. State University of New York. Binghamton, 351-374.
- Lehmann, H. (1936): «Morphologische Studien auf Java». *Geogr. Abhandl.*, Heft 9. Stuttgart, 114 págs.
- Lehmann, H. (1954): «Das Karphaenomen in den verschiedenen Klimazonen». *Erdkunde*, 8, 112-139.
- Lehmann, H. (1955): «Der tropische kegelformige Karst in Westindien». *Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen*. Wiesbaden, 126-131.
- Lehmann, H.; Roglic, J.; Rathjens, C.; Lasserre, G.; Harrassowitz, H.; Corbel, J., y Birot, P. (1954): «Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen». *Erdkunde*, 8, 112-122.
- Leick, A. (1990): *Satellite Surveying*. John Wiley. New York.
- Leinen, M., y Sarnthein, M. (Eds.) (1989): *Palaeoclimatology and Palaeometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. Kluwer Academic. Dordrecht.
- Lelong, F. (1966): «Régimes des nappes phréatiques contenues dans les formations d'altération tropicale. Conséquences pour la pédogenèse». *Sciences de la Terre*, 11, 203-244.
- Leonard, L. A.; Clayton, T., y Pilkey, D. H. (1990): «An analysis of beach design parameters on United States East Coast barrier islands». *Journal of Coastal Research*, 6, 15-36.
- Leopold, L. B. (1968): «Hydrology for urban planning - a guidebook on the hydrologic effects of urban land use». *United States Geological Survey Circular* 554, 18 págs.
- Leopold, L. B. (1976): «Reversal of erosion cycle and climatic change». *Quaternary Research*, 6, 557-562.
- Leopold, L. B. (1994): *A View of the River*. Harvard University Press. Cambridge, Massachusetts, 298 págs.



- Leopold, L. B., y Maddock, T. (1953): «Hydraulic Geometry of stream channels and some physiographic implications». *United States Geological Survey Professional Paper*, 252, 57 págs.
- Leopold, L. B., y Maddock, T. (1954): *The Flood Control Controversy*. Ronald Press. New York, 176 págs.
- Leopold, L. B., y Miller, J. P. (1954): «Postglacial chronology for alluvial valleys in Wyoming». *United States Geological Survey Supply Paper* 1261, 61-85.
- Leopold, L. B., y Wolman, M. G. (1957): River channel patterns: braided, meandering and straight. *United States Geological Survey Professional Paper*, 282-B.
- Leopold, L. B., y Wolman, M. G. (1957): «River meanders patterns: braided, meandering and straight». *United States Geological Survey Professional Papers*, 282B, 39-85.
- Leopold, L. B.; Emmet, W. W., y Myrick, R. M. (1966): «Channel and hillslope processes in a semiarid area of New Mexico». *United States Geological Survey Professional Paper*, 352G.
- Leopold, L. B.; Wolman, M. G., y Miller, J. P. (1964): *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman. San Francisco, 522 págs.
- Leroy, S. A. G. (2006): «From natural hazard to environmental catastrophe: Past and present». *Quaternary International*, 158, 4-12.
- Leser, H., y Stäblein, G. (1985): «Legend of the geomorphological map 1:25.000 (GMK25)-fifth version in the GMK priority program of the Deutsch Forschungsgemeinschaft». *Berliner Geographische Abhandlungen*, 39, 61-89.
- Létolle, R., y Mainguet, M. (1993): *Aral*. Springer - Verlag. Paris, 357 págs.
- Levson, V. M., y Morison, S. R. (1996): «Geology of placer deposits in glaciated environments». En: Menzies, J. (Ed.): *Past Glacial Environments: Sediments, Forms and Techniques*. Butterworth-Heinemann. Oxford, 441-478.
- Lewis, W. V. (1954): «Pressure release and glacial erosion». *Journal of Glaciology*, 2, 417-422.
- Lhénaff, R. (1968): «Le polje de Zafarraya (Province de Granada)». *Mélanges de la Casa de Velázquez*, 4, 5-25.
- Lièbault, F.; Gómez, B.; Page, M.; Marden, M.; Peacock, D.; Richard, D., y Trotter, C. M. (2005): «Land-use change, sediment production and channel response in upland region. *Rivers Research and Applications*, 21, 739-756.
- Lindstrom, E. J., y Legler, D. M. (2001): «Developing the WOCE global data system». En: Siedler, G.; Church, J., y Goued, J. (Eds.): *Ocean Circulation and Climate*. Academic Press. San Diego, 181-190.
- Linell, K. A., y Johnston, G. H. (1973): «Engineering design and construction in permafrost regions». *Proceedings of Permafrost 2st International Conference*. Natural Research Council, 553-575. Yakutsk, U. R. S. S.
- Linell, K. A., y Lobacz, E. F. (1978): «Some experiences with tunnel entrances in permafrost». *Proceedings 3rd International Conference of Permafrost*. Ottawa, 813-819.
- Lins, H. F., y Cohn, T. A. (2003): «Floods in the greenhouse: spinning the right tale». En: Thorndycraft, V. R.; Benito, G.; Barriendos, M., y Llasat, M. C. (Eds.): *Palaeofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 263-268.
- Linsley, R. K.; Kohler, L. A., y Paulhus, J. L. H. (1975): *Hydrology for Engineers*. Mac-Graw Hill. New York, 482 págs.
- Linton, D. L. (1955): «The problem of tors». *Geographical Journal*, 121, 470-487.
- Linton, D. L. (1963): «The forms of glacial erosion». *Transaction of Institute British Geographers*, 33, 1-27.
- Linton, D. L. (1964): «The origin of Pennine tors- an essay in analysis». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8, 5-24.
- Liñán, C.; Calaforra, J. M.; Cañaveras, J. C.; Carrasco, F.; Fernández Cortés, A.; Jiménez Sánchez, M.; Martín Rosales, W.; Sánchez Martos, F.; Soler, V., y Vadillo, I. (2004): «Experiencias de monitorización medioambiental en cavidades turísticas». En: Andreo, B., y Durán, J. J. (Eds.): *Investigaciones en Sistemas Kársticos Españoles*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 385-42.
- Lipman, P. W. (2000): «Calderas». En: Sigurdsson, H. (Ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 643-662.
- Lipman, P. W., y Mullineaux, D. R. (Eds.) (1981): *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington*. United States Geological Survey Professional Paper, 1250.
- Lister, L. A., y Secrest, C. D. (1985): «Giant dessication cracks and differential surface subsidence», Red Lake Playa, Mohave County, Arizona. *Bulletin of Association of Engineering Geology*, 22, 299-314.
- Liu, T., y Broecker, W. S. (2007): «Holocene rock varnish microstratigraphy and its chronometric application in the drylands of the Western USA». *Geomorphology*, 84, 1-21.
- Livingstone, I. (1989): «Monitoring surface change on a Namib linear dune». *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 317-332.
- Livingstone, I. (2003): «A twenty-one year record of surface change on a Namib linear dune». *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 1025-1031.
- Livingstone, I., y Warren, A. (1996): *Aeolian Geomorphology: An Introduction*. Longman. Essex, 211 págs.
- Livingstone, I.; Wiggs, G. F. S., y Weaver, C. M. (2007): «Geomorphology of desert sand dunes: A review of recent progress». *Earth-Science Reviews*, 80, 239-257.
- Llamas, B., y Romero, E. (2006): *Tecnologías de lucha contra el cambio climático. Del carbón al carbono*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, 347 págs.
- Llamas, J. (1993): *Hidrologie Générale: Principes et Applications*. Gastan Morin. Québec, 635 págs.
- Lliboutry, L. (1965): *Traité de Glaciologie. Glaciers. Variations du climat. Sols gèles*. Masson. Paris, 1040 págs.
- Lliboutry, L.; Briat, M.; Cresoveur, M., y Fourchet, M. (1976): 15 m deep temperatures in the glaciers of Mont Blanc (French Alps). *Journal of Glaciology*, 16, 197-203.
- Lloyd, J. W. (1983): «Hydrogeology in glaciated terrains». En: Eyles, N. (Ed.): *Glacial Geology. An Introduction for Engineers and Earth Scientists*. Pergamon Press. Oxford, 349-368.
- Lobacz, E. F., y Quinn, W. F. (1966): «Thermal regime beneath buildings constructed on permafrost». *Proceedings 1st International Conference of Permafrost*. National Academy of Sciences, Publication 1287. Washington, 447-491.
- Lockeretz, W. (1978): «The lessons of the dust bowl». En: Skinner, B. J. (Ed.): *Use and Misuse of Earth's Surface*. Kaufmann. Los Altos, California, 140-149.
- Löffler, E. (1974): «Piping and pseudokarst features in the tropical lowlands of New Guinea». *Erkunde*, 28, 13-18.
- López Arroyo, A.; Martín Marín, A. J., y Mézcua Rodríguez, J. M. (1981): *El terremoto de Andalucía del 25 de diciembre de 1884*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, 139 págs.



- López Bermúdez, F. (1973): *La Vega Alta del Segura*. Departamento de Geografía. Universidad de Murcia. Murcia, 288 págs.
- López Bermúdez, F. (1986): «Evaluación de la erosión hídrica en las áreas receptoras de los embalses de la Cuenca del Segura. Aplicación de la USLE». En: López Bermúdez, F., y Thornes, J. (Eds.): *Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*. Universidad de Murcia, 93-101.
- López Bermúdez, F. (1988): «Desertificación: magnitud del problema y estado actual de las investigaciones». En: Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (Eds.): *Perspectivas en Geomorfología*. Monografía de la Sociedad Española de Geomorfología, 2. Zaragoza, 155-170.
- López Bermúdez, F. (2002): *Erosión y Desertificación. Heridas de la Tierra*. Nivola. Madrid, 190 págs.
- López Cadenas, F. (1988): «La erosión en España». En: *Riesgos Geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 163-173.
- López Gómez, A. et al., (1983): *Estudios Geográficos* (número monográfico dedicado a las lluvias excepcionales de octubre de 1982), 170-171 (febrero-marzo). Madrid.
- López, F.; Romero, M. A.; Ruiz, A.; Fisher, G. C.; Francis, C., y Thornes, J. B. (1984): «Erosión y ecología en la España semiárida». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 10, 113-126.
- López-Chicano, M.; Calvache, M. L.; Martín-Rosales, W., y Gisbert, J. (2002): «Conditioning factors in flooding of karstic poljes- the case of the Zafarraya polje (South Spain)». *Catena*, 49, 331-352.
- López-Martínez, J. (1986): «Geomorfología del Macizo Kárstico de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental)». Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, 529 págs. Zaragoza (Inédita).
- López-Martínez, J. (1988): «El riesgo debido a los aludes». En: Ayala, F. J.; Durán, J. J., y Peinado, T. (Eds.): *Riesgos geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España, 215-225. Madrid.
- López-Martínez, J. (1989): «Análisis del riesgo y de los accidentes por aludes de nieve». *Encuentro Internacional "Catástrofe y Sociedad"*, Fundación MAPFRE. Madrid, 217-232.
- López-Martínez, J., y Durán, J. J. (1989): «Usos y aprovechamientos de cavidades y paisajes kársticos». En: Durán, J. J. y López-Martínez, J. (Eds.): *El Karst en España*. Monografía 4, Sociedad Española de Geomorfología. Madrid, 391-402.
- Lorius, C.; Barkov, N. I.; Jouzel, J.; Korotkevich, Y. S.; Kotlyakov, V. M., y Raynaud, D. (1988): Antarctic ice core: CO<sub>2</sub> and change over the last climatic cycle. *EOS*, 69, 681-684.
- Lou, W. C. (1981): *Mathematical Modelling of Earth Dam Breaches*. Philosophical Doctor. Colorado State University. Fort Collins. Colorado. (Inédita).
- Loucks, R. G. (1999): «Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity and reservoirs implications». *American Association of Petroleum Geologists*, 83, 1795-1834.
- Loughnan, F. C. (1969): *Chemical Weathering of the Silicate Minerals*. Elsevier. New York, 154 págs.
- Loughnan, F. C., y Bayliss, P. (1961): «The mineralogy of the bauxitic deposits near Weipa, Queensland». *American Mineralogist*, 46, 209-217.
- Loughnan, F. C.; Grim, R. W., y Vernet, J. (1962): «Weathering of some Triassic shales in the Sydney area». *Journal of the Geological Society of Australia*, 8, 245-257.
- Lovegrove, G. W., y Fookes, P. G. (1972): «The planning and implementation of a site investigation for a highway in tropical conditions in Fiji». *Quarterly Journal Engineering Geology*, 5, 43-68.
- Lovelock, J. E. (1988): *The Ages of Gaia: A Biography of Our Living Earth*. Norton, New York.
- Lowe, D. J. (2000): «Role of speleogenesis in the development of hydrocarbon and mineral deposits». En: Klimchouk, A.; Ford, D. C.; Palmer, A. M., y Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, Alabama, 473-480.
- Lowry, D. C., y Jennings, J. N. (1974): «The Nullarbor Karst Australia». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 18, 35-81.
- Lozinski, W. Von (1909): «Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima». *Acad. Sci. Cracovie, Bull. Internat.; Cl. Sci. Math. et Nat.*; 1, 1-25.
- Lu, Y., y Cooper, A. H. (1997): «Gypsum Karst geohazards in China». En: Beck, B. F., y Stephenson (Eds.): *The Engineering Geology and Hydrogeology of Karst Terranes*. Balkema. Rotterdam, 117-125.
- Lubowe, J. K. (1964): «Stream junction angles in the dendritic drainage pattern». *American Journal of Science*, 262, 325-339.
- Lucchitta, I. (1975): «Application of ERTS images and image processing to regional geologic problems and geologic mapping in northern Arizona-Part IV B, the Shivwits Plateau». *National Aeronautics and Space Administration Technical Report*, 32-1597, 41-72.
- Lucha, P.; Cardona, F.; Gutiérrez, F., y Guerrero, J. (2008): «Natural and human-induced dissolution and subsidence processes in salt outcrop of the Cardona Diapir (NE Spain)». *Environmental Geology*, 53, 1.045-1.055.
- Lucha, P.; Gutiérrez, F., y Guerrero, J. (2008): «Environmental problems derived from evaporitic dissolution in the Barbastro-Balaguer anticline (Ebro Basin, NE Spain)». *Environmental Geology*, 53, 1.023-1.035.
- Luino, F. (2005): «Sequence of instability processes triggered by heavy rainfall in the northern Italy». *Geomorphology*, 66, 13-39.
- Lumb, P. (1962): «The properties of decomposed granite». *Geotechnique*, 12, 226-243.
- Lumb, P. (1983): «Engineering properties of fresh and decomposed igneous rocks from Hong Kong». *Engineering Geology*, 27, 287-298.
- Lumberg, J. (2005): «Karren». En: Culver, D. C., y White, W. B. (Eds.): *Encyclopedia of Caves*. Elsevier. Amsterdam, 315-321.
- Lumley, H. de, Renault-Miskovsky, J. C., y Guilaïne, J. (1976): «Le cadre chronologique et séquences culturelles». En: *La Préhistoire Française, II*. CNRS, 3-16.
- Lundquist, G. (1969): «Earth and ice mounds: a terminological discussion». En: Péwé, T. L. (Ed.): *The Periglacial Environment*. McGill-Queen's University Press. Montreal, 203-215.
- Lundqvist, J. (1989): «Rogen (ribbed) moraine: identification and possible origin». *Sedimentary Geology*, 62, 281-292.
- Lutgens y Tarbuck (1992): *Essentials of Geology*. Mcmillan. New York.
- Lvovitch, M. I. (1967): «Water resources of the world and their future. General Assembly of Bern». *International Association of Scientific Hydrologists*, 317-322.
- Lyford, F. P., y Qashu, H. K. (1969): «Infiltration rates as affected by desert vegetation». *Water Resources Research*, 5, 1373-1376.



- Mabbutt, J. A. (1961a): «Basal surface or weathering front». *Proceedings of the Geological Association*, 72, 357-358.
- Mabbutt, J. A. (1961b): «A stripped landsurface in Western Australia». *Transactions of the Institute of British Geographers*, 29, 101-114.
- Mabbutt, J. A. (1965a): «Stone distribution in a Stony Table-land soil». *Australian Journal of Soil Research*, 3, 131-142.
- Mabbutt, J. A. (1965b): «The weathered landsurface of central Australia». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 9, 82-114.
- Mabbutt, J. A. (1966): «Mantle-controlled planation of pediments». *American Journal of Science*, 264, 78-91.
- Mabbutt, J. A. (1977): *Desert Landforms*. The MIT Press. Cambridge, 340 págs.
- Macaluso, T., y Sauro, U. (1996): «Weathering crust and exposed gypsum surfaces». *International Journal of Speleology*, 25, 115-126.
- MacAyeal, D. R. (1993): «A low-order model of the Heinrich event cycle». *Paleoceanography*, 8, 767-773.
- Macdonald, F. A. (1972): *Volcanoes*. Prentice Hall, New York, 510 págs.
- Macdougall, J. D. (Ed.) (1988): *Continental Flood Basalts*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- Machette, M. N. (1985): «Calcic soils of the Southwestern United States». En: Wide, D. L. (Ed.): *Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States*. Geological Society of America, Special Paper 203, 1-21.
- Mackay, J. R. (1972): «The world of the underground ice». *Annals Association American Geographers*, 62, 1-22.
- Mackay, J. R. (1973): «The growth of pingos, western Arctic coast, Canada». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10, 979-1004.
- Mackay, J. R. (1979): «Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories». *Géographie Physique et Quaternaire*, 33, 3-61.
- Mäkel, R. (1974): «Dambos. A study in morphodynamic activity on the plateau regions of Zambia». *Catena*, 1, 327-365.
- Mäkel, R. (1985): «Dambos and related landforms in Africa: an example for the ecological approach to tropical geomorphology». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 52, 1-23.
- Mackey, S. D. y Bridge, J. S. (1992): «A revised FORTRAN program to simulated alluvial stratigraphy». *Comp. Geoscience*, 18, 119-181.
- Mackin, J. H. (1937): «Erosional history of the Big Horn Basin, Wyoming». *Geological Society of America Bulletin*, 48, 813-894.
- Mackin, J. H. (1948): «The concept of the graded river». *Geological Society of America Bulletin*, 59, 463-512.
- Macklin, M. G., y Passmore, D. G. (1995): «Pleistocene environmental change in the Guadalupe basin, northeast Spain: fluvial and archaeological records». En: Lewin, J.; Macklin, M. G., y Woodward, J. C. (Eds.): *Mediterranean Quaternary River Environments*. Balkema. Amsterdam, 103-113.
- Macklin, M. G.; Passmore, D. G.; Stevenson, A. C.; Davis, B. A., y Benavente, J. A. (1994): «Responses of rivers and lakes to Holocene environmental change in the Alcañiz region, Teruel, north-east Spain. En: Millington, A. C., y Pye, K. (Eds.): *Environmental Changes in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*. Wiley. Chichester, 113-131.
- Macklin, M. G., y Lewin, J. (1997): «Channel floodplain and drainage basin response to environmental change». En: Thorne, C. R.; Hey, R. D., y Newson, M. D. (Eds.): *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*. Wiley. Chichester, 15-45.
- Macklin, M. G.; Benito, G.; Gregory, K. J.; Johnstone, E.; Lewin, J.; Michczyńska, D. J.; Soja, R.; Starkel, L., y Thorndyck, V. R. (2006): «Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe». *Catena*, 145-154.
- Macklin, M. G.; Passmore, D. G.; Stevenson, A. C.; Davis, B. A., y Benavente, J. A. (1994): «Responses of the rivers and lakes to Holocene environmental change in the Alcañiz region, Teruel, North-east Spain». En: Millington, A. C., y Pye, K. (Eds.): *Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*. Wiley. Chichester, 114-130.
- Mahaney, W. C. (Ed.): (1984): *Quaternary Dating Methods*. Elsevier, Amsterdam, 431 págs.
- Maignien, R. (1966): *Review of Research on Laterites*. UNESCO Natural Resources Research, vol. 4. Paris.
- Mainguet, M. (1968): «Le Borkou, aspect d'une modélé éolien». *Annales de Géographie*, 77, 296-322.
- Mainguet, M. (1972): *Le Modélé des Grés. Problèmes Généraux*. Institut Géographique National. Paris, 657 págs.
- Mainguet, M. (1975): «Etude comparée des ergs à l'échelle continentale (Sahara et déserts d'Australie)». *Bulletin de la Association de Géographes Françaises*, 52, 135-140.
- Mainguet, M. (1978): «The influence of trade winds, local air masses and topographic obstacles on the aeolian movement of sand particles and the origin and distribution of ergs in the Sahara and Australia». *Geoforum*, 9, 17-28.
- Mainguet, M. (1983): «Dunes vives, dunes fixées, dunes vêtues: une classification selon le bilan d'alimentation, le régime éolien et la dynamique des édifices sableux». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 45, 265-285.
- Mainguet, M. (1984): «A classification of dunes based on aeolian dynamics and the sand budget». En: El Baz, F. (Ed.). *Deserts and arid lands*. Martinus Nijhoff. The Hague, 59-77.
- Mainguet, M. (1991) *Desertification. Natural Background and Human Mismanagement*. Springer, Berlin, 306 págs.
- Mainguet, M.; Canon, N., y Chemin, M. (1980): «Le Sahara: géomorphologie et paléogéomorphologie éoliennes». En: Williams, M. A. J., y Faure, H. (Eds.): *The Sahara and the Nile*, Balkema. Rotterdam, 17-35.
- Maizels, J. K. (1981): «Freeze/thaw experiments in the simulation of sediment cracking patterns. Bedford College London. *Papers in Geography*, 13.
- Maizels, J. K. (1987): «Plio-Pleistocene raised channel systems of the western Sharqiya (Wahiba), Oman». En: Frostick, L., y Reid, Y. (Eds.): *Desert Sediments: Ancient and Modern*. Geological Society of London Special Publication, 35, 31-50.
- Maizels, J. K. (1995): «Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments». En: Menzies, J. (Ed.): *Modern Glacial Environments. Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann. Oxford, 365-416.
- Maizels, J. K. (1997): «Jökulhlaup deposits in proglacial areas». *Quaternary Science Reviews*, 16, 783-819.
- Malin, M. L. (1974): «Salt weathering of Mars». *Journal of Geophysical Research*, 79, 3888-3894.
- Mammerickx, J. (1964): «Quantitative observations on pediments in the Mojave and Sonoran deserts (Southwestern United States)». *American Journal of Science*, 262, 417-435.



- Mann, A. W. (1998): «Oxidised gold deposits: relationships between oxidation and relative position of the water-table». *American Journal of Earth Sciences*, 45, 97-108.
- Mannion, A. M. (1997): *Global Environmental Change*. Longman. Essex, 387 págs.
- Marker, M. E. (1976): «Cenotes: a class of enclosed karst hollows». *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement Band, 26, 104-123.
- Marko, J. R.; Fissel, D. B., y Miller, J. D. (1988): «Iceberg movement prediction off the Canadian East Coast». En: El-Sabh, M. I., y Murty, T. S. (Eds.): *Natural and Man-Made Hazards*, D. Reidel Publ.; 435-462.
- Mars, R. W., y Kolm, K. E. (Eds.) (1982): *Interpretation of Wind-flow Characteristics from Eolian Landforms*. The Geological Society of America, Special Paper 192. Boulder, 109 págs.
- Marsden, S. S., y Davis, S. N. (1967): «Geological Subsidence». *Scientific America*, 216, 93-100.
- Marshall, A. F., y Workman, J. P. (1977): «Identification of dispersive clays in the Texas Gulf Coast Area». En: Sherard, J. L., y Decker, R. S. (Eds.): *Dispersive Clays, Related Piping, and Erosion in Geotechnical Projects*. American Society for Testing and Materials, 623, 274-286. Philadelphia.
- Martí, J., y Folch, A. (2005): «Anticipating volcanic eruptions». En: Martí, J., y Ernst, G. J. (Eds.): *Volcanoes and the Environment*. Cambridge University Press. Cambridge, 90-120.
- Martí, J.; Mitjavila, J., y Araña, V. (1994): «Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands)». *Geological Magazine*, 131, 715-727.
- Martín, A. J. (1984): *Riesgo Sísmico en la Península Ibérica*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, 235 págs.
- Martín, A. J. (2002): «Elementos de vulnerabilidad sísmica y de diseño sismorresistente». En: Ayala, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos Naturales*. Ariel Ciencia. Barcelona, 328-339.
- Martin, H. (1963): «A suggested theory for the origin and a brief description of some gypsum deposits of south west Africa». *Transactions Geological Society of South Africa*, 66, 343-350.
- Martínez Solares, J. M., y Mezcua, J. (2002): *Catálogo Sísmico de la Península Ibérica*. Monografías IGN, 18. IGN. Madrid, 253 págs.
- Martínez, J. M. (1997): «Los terremotos históricos destructivos y la sismicidad actual en España». En: Capote, R., y Martínez, J. J. (Eds.): *El Riesgo Sísmico. Prevención y Seguro*. Consorcio de Compensación de Seguros. Madrid, 103-118.
- Martínez, J.; Garzón, M. G., y Arche, A. (1987): *Avenidas e Inundaciones*. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Madrid, 67 págs.
- Martini, J. E. J. (2000): «Quartzite caves in Southern Africa». En: Klimchouk, A. B.; Ford, D. C.; Palmer, A. N., y Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, 458-461.
- Martini, J. P. (1978): «Tafoni weathering, with examples from Tuscany, Italy». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22, 44-67.
- Martín-Serrano, A. (1988): *El Relieve de la Región Occidental Zamorana. La Evolución Geomorfológica de un Borde del Macizo Hesérico*. Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo. Zamora, 311 págs.
- Martín-Serrano, A. (Ed.) (2005): *Mapa Geomorfológico de España y del Margen Continental*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 232 págs.
- Martín-Serrano, A.; Nozal, F.; Salazar, A., y Suárez, A. (2004): *Mapa Geomorfológico de España a Escala 1:50.000. Guía para su Elaboración*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 122 págs.
- Martonne, E. de (1909): *Traité de Géographie Physique*. A. Colin. Paris (Trad. esp. R. Candel y J. Comas). Ed. Juventud, 1.135 págs. Barcelona.
- Martonne, E. de (1913): «Le climat facteur du relief. *Scientia*, 13, 339-355.
- Martonne, E. de (1924): *Traité de Géographie Physique*. vol. 2. Le Relief du Sol. Colin. Paris, 499-1057.
- Marzo, M. (1989): «Sistemas fluviales de alta sinuosidad». En: Arche, A. (coord.). *Sedimentología*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 107-141.
- Mason, B. (1958): *Principles of Geochemistry*. Wiley. New York, 310 págs.
- Masselink, G., y Hughes, M. G. (2003): *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Arnold. London, 354 págs.
- Masselink, G.; Hegge, B. J., y Pattiaratchi, C. B. (1997): «Beach cusp morphodynamics». *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 1139-1155.
- Massonnet, D.; Feigl, K.; Rossi, M y Adragna, F. (1994): «Radar interferometric mapping of deformation in the year after the year after the Landers earthquake». *Nature*, 369, 227-230.
- Mather, A. E. (2000): «Impact of headwater river capture of alluvial system development: an example from SE of Spain». *Journal of the Geological Society, London*, 157, 957-966.
- Mather, A. E.; Harvey, A. E., y Stokes, M. (2000): «Quantifying long term catchment changes of alluvial fan systems». *Bulletin of the Geological Society of America*, 112, 1825-1833.
- Mathews, W. H. (1947): «"Tuyas" flat topped volcanoes in northern British Columbia». *American Journal of Science*, 245, 560-570.
- Matthes, F. E. (1900): «Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming, United States». *Geological Survey 21st Annual Report 1899-1900*, 167-190.
- Matthes, F. E. (1930): «Geologic History of the Yosemite Valley». *United States Geological Survey Professional Paper*, 160, 54-103.
- Maxson, J. H. (1940): «Fluting and faceting of rock fragments». *Journal of Geology*, 48, 717-751.
- May, R. (2005): Periódico *El País*, 12 de junio de 2005, pág. 41.
- May, V. J. (1972): «Earth cliffs». En: Barnes, R. S. K. (Ed.): *The Coastline*. Wiley. New York, 215-235.
- Mayer, L.; Gerson, R., y Bull, W. B. (1984): «Alluvial gravel production and deposition- a useful indicator of Quaternary climatic changes in deserts (a case study in south-western Arizona). *Catena Supplement*, 5, 137-51.
- Mayuga, M. N., y Allen, D. R. (1969): «Subsidence in the Wilmington oil field. Long Beach, California, USA. *Publications of Institute Sciences Hydrologies*, 88, 66-79.
- McGregor, G. R., y Nieuwolt, S. (1998): *Tropical Climatology. An Introduction to the Climates of the Low Latitudes*. Wiley. Chichester, 339 págs.
- McBean, G. A.; Liss, P. S., y Schneider, S. H. (1996): «Advancing our understanding». En: Houghton, J. T. et al. (Eds.): *Climate Change 1995. The Science of Climatic Change*. Cambridge University Press. Cambridge, 517-531.
- McCall, J. G. (1960): «The flow characteristics of a cirque glacier and their effect on cirque formation». En: Lewis, W. V. (Ed.): *Investigations on Norwegian Cirque Glaciers*, Royal Geographers Society, Research Series, 4, 39-62.



- McCalpin, J. P. (1996a): «Field Techniques in Paleoseismology». En: McCalpin, J. P. (Ed.): *Paleoseismology*. Academic Press. San Diego, 33-83.
- McCalpin, J. P. (1996b): «Paleoseismology in extensional tectonic environments». En: McCalpin, J. P. (Ed.): *Paleoseismology*. Academic Press. San Diego, 85-146.
- McCalpin, J. P. (1999): «Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarp-like landforms in mountainous regions. Techniques for identifying faults and determining their origins». *United States Nuclear Regulatory Commission*. Washington, 2.55-2.59.
- McCalpin, J. P., e Irvine, (1995): «Sackungen at the Aspen Highlands ski area, Pitkin County, Colorado». *Environmental and Engineering Geoscience*, 1, 277-290.
- McCalpin, J. P., y Nelson, A. R. (1996): «Introduction to Paleoseismology». En: McCalpin, J. (Ed.) *Paleoseismology*. Academic Press. San Diego, 1-32.
- McCarthy, J. J.; Canziani, O. F.; Leary, N. A.; Dokken, D. J., y White, K. S. (Eds.) (2001): *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Cambridge University Press. Cambridge, 1032 págs.
- McCauley, J. F. et al.; (1982): «Subsurface valleys and geoarchaeology of the eastern Sahara revealed by Shuttle Radar». *Science*, 218, 1004-1020.
- McCauley, J. F.; Breed, C. S.; El-Baz, F.; Whitney, M. I.; Grolier, M. J., y Ward, A. W. (1979): «Pitted and fluted rocks in the Western Desert of Egypt-Viking comparisons». *Journal of Geophysical Research*, 84, 8222-8232.
- McCauley, J. F.; Grolier, M. J., y Breed, C. S. (1977): «Yardangs». En: Doehring, D. O. (Ed.): *Geomorphology in Arid Regions*. Allen and Unwin. London, 233-269.
- McClung, D. (2003): «Magnitude and frequency of avalanches in relation to terrain and forest cover. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 35, 82-90.
- McClung, D., y Shaerer, F. (1993): *Avalanche Handbook*. The Mountaineers, 272 págs.
- McClure, H. A. (1978): «ArRub' Alkhali». En: Al-Sayari, S. S., y Zötl, J. G. (Eds.): *Quaternary Period in Saudi Arabia*. Springer-Verlag. Viena, 252-263.
- McCracken, M. C. (2005): «Climate change and global warming». En: Oliver, J. E. (Ed.): *Encyclopedia of World Climatology*. Springer. Berlin, 199-209.
- McFarlane, M. J. (1976): *Laterite and Landscape*. Academic Press. London, 151 págs.
- McFarlane, M. J. (1983): «Laterites». En: Goudie, A. S., y Pye, K. (Eds.): *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press. London, 7-58.
- McFarlane, M. J. (1987): «The key role of microorganisms in the process of bauxitisation. *Modern Geology*, 11, 325-344.
- McFarlane, M. J. (1989): «Dambos- their characteristics and geomorphological evolution in parts of Malawi and Zimbabwe, with particular reference to their role in the hydrogeological regime of surviving areas of Africa surface». *Proceedings of the groundwater exploration*. Harare. Zimbabwe, vol. 1, 254-308.
- McFarlane, M. J., y Pollard, S. (1989): «Some aspects of stone-lines and dissolution fronts associated with regolith and dambo profiles in parts of Malawi and Zimbabwe». En: Alexandre, J., y Symoens, J. J. (Eds.): *Stone-Lines*. Académie Royale des Sciences D'Outre-Mer, Geo-Eco-Trop, 11, 23-35.
- McFarlane, M. J., y Whitlow, R. (1990): «Key factors affecting the initiation and progress of gully in dambos in parts of Zimbabwe and Malawi. *Land Degradation & Rehabilitation*, 2, 215-235.
- McGee, W. J. (1897): «Sheetflood erosion». *Bulletin of the Geological Society of America*, 8, 87-112.
- McGill, G. E., y Stromquist, A. W. (1979): «The grabens of Canyonlands National Park, Utah: geometry, mechanics and kinematics». *Journal of Geophysical Research*, 84, 4547-4563.
- McGinnies, W. G. et al.; (1968): *Deserts of the World*. University Arizona Press. Tucson, 788 págs.
- McGinnies, W. G., y Golman, B. J. (Eds.) (1969): *Arid Lands in Perspective*. University Arizona Press, Tucson.
- McGowen, J. H. (1979): «Alluvial fan systems». En: Galloway, W. E.; Kreitler, C. V., y McGowen, J. H. (Eds.): *Depositional and Ground Water Flow Systems in the Exploration for Uranium*. Texas Bureau of Economic Geology Research Colloquium, 43-79.
- McGreevy, J. P. (1982): «Frost and salt weathering: further experimental results». *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 475-488.
- McGregor, G. R., y Nieuwolt, S. (1998): *Tropical Climatology. An Introduction to the Climates of the Low Latitudes*. Wiley. Chichester, 339 págs.
- McGuire, B.; Burton, P.; Kilburn, C., y Willets, D. (2004): *World Atlas of Natural Hazards*, Arnold. London, 120 págs.
- McIntyre, D. S. (1979): «Exchangeable sodium, subplasticity, and hydraulic conductivity of some Australian soils. *Australian Journal of Soil Research*, 17, 115-120.
- McKee, E. D. (1979b): «Introduction to a study of global sand seas». En: McKee, E. D. (Ed.): *A Study of Global Sand Seas*. United States Geological Survey, Professional Paper 1052. Washington, 1-19.
- McKee, E. D. (Ed.) (1979a): *A Study of Global Sand Seas*. United States Geological Survey, Professional Paper 1052. Washington, 429 págs.
- McKee, E. D., y Bigarella, J. J. (1979): «Sedimentary structures in dunes». En: McKee, E. D. (Ed.): *A Study of Global Sand Seas*. United States Geological Survey, Professional Paper 1052. Washington, 83-134.
- Mckenzie, D. P., y Parker, R. L. (1967): «The Pacific: an example of tectonics on a sphere». *Nature*, 216, 1276-1280.
- McManus, J. F. (2004): «A great grand-daddy of ice cores». *Nature*, 429, 611-612.
- McTainsh, G. H. (1987): «Desert loess in northern Nigeria». *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 31, 145-165.
- McTainsh, G. H., y Strong, C. (2007): «The role of aeolian dust in ecosystems». *Geomorphology*, 89, 39-54.
- Meade, R. (1996): «River-sediment inputs to major deltas». En: Milliman, J.; Haq, B. U. (Eds.): *Sea Level Rise and Coastal Subsidence*. Kluwer, 63-85.
- Meadows, M. E. (1985): «Dambos and environmental change in Malawi, central Africa». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 52, 147-169.
- Medvedev, S. V.; Sponheuer, W., y Karnik, V. (1965): Seismic intensity scale MSK 1964. Akad. Nauk. SSSR Geofiz. Kom., 257 p.
- Meese, D. A.; Alley, R. B.; Fiasco, R. J.; Germani, M. S.; Gow, A. J.; Grootes, P. M.; Illing, M.; Mayewski, P. A.; Morrison, M. C.; Ram, M.; Taylor, K. C.; Yang, Q., y Zielinski, G. A. (1994): «Preliminary depth-age scale of the GISP2 ice core». *Special CRREL Report* 94-1. United States.



- Mehta, P. K. (1983): «Mechanism of sulphate attack on Portland cement concrete-another look. *Cement and Concrete Research*, 13, 401-406.
- Meigs, P. (1953): «The world distribution of arid and semiarid homoclimates». En: *Reviews of Research on Arid Zone Hydrology*, UNESCO. Paris, 203-209.
- Meir, M. F., y Post, A. (1969): «What are glacier surges?». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 807-817.
- Meleen, N. H. (1999): «Trans-Alaska pipeline». En: Cunningham, W. P.; Cooper, T. H.; Gordham, E., y Hepworth, M. T. (Eds.): *Environmental Encyclopedia*. Jaico. Mumbai, 1.041-1.042.
- Meli, R. (2002): «El sismo de 1985 en México». En: Hubp, J. L., e Inbar, M. (Eds.): *Desastres naturales en América Latina*. Fondo de Cultura Económica. México, 125-146.
- Mellet, J. S. (1990): «Ground-penetrating radar enhances knowledge of Earth's surface layer. *Geotimes*, 35, 12-14.
- Mellor, A.; Short, J., y Kirkby, S. J. (1997): «Tafoni in the El Chorro area, Andalucía, southern Spain». *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 817-833.
- Melton, F. A. (1959): «Aerial photographs and structural geology». *Journal Geology*, 67, 351-370.
- Menard, H. W. (1971): «The bottom of the oceans». En: Wilson, J. T. (Ed.): *Continents adrift*. Scientific American. Freeman, San Francisco.
- Méndez, J., y Rey, D. (2000): «Perspectiva histórica del conocimiento geológico rías gallegas». *Journal of Iberian Geology*, 26, 21-44.
- Mensching, H. (1958): «Glacis-Fussfläche-Pediment». *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 2, 165-186.
- Mensching, H. (1973): «Karstscheinungen in Trockengebieten. *Geographische Zeitschrift Beihefte*, 32, 47-53.
- Mensching, H. (1983): «Die globale desertification als Umweltproblem. *Geographische Rundschau*, 45, 360-365.
- Menzies, J. (1979): «A review of the literature on the formation and location of drumlins». *Earth Science Reviews*, 14, 315-359.
- Menzies, J. (1995a): «Hydrology of glaciers». En: Menzies, J. (Ed.): *Modern Glacial Environments. Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann. Oxford, 197-239.
- Menzies, J. (1995b): «Glaciers and ice sheets». En: Menzies, J. (Ed.): *Modern Glacial Environments. Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann. Oxford, 101-138.
- Menzies, J. (2002) (Ed.): *Modern and Past Glacial Environments*. Revised Student Edition. Butterworth-Heinemann. Oxford, 543 págs.
- Menzies, J., y Shilts, W. W. (1996): «Subglacial environments». En: Menzies, J. (Ed.): *Past Glacial Environments. Sediments, Forms and Techniques*. Butterworth-Heinemann. Oxford, 15-136.
- Mercer, J. H. (1968): «Antarctic ice and Sangano Sea Level». *International Association Science Hydrologist Symp.* 79, 217-225.
- Mercer, J. H. (1978): «West Antarctic ice sheet and CO<sub>2</sub> greenhouse-effect: A threat of disaster». *Nature*, 271, 321-325.
- Messerli, B.; Grosjean, M.; Hofer, T.; Núñez, L., y Pfister, C. (2000): «From nature-dominated to human-dominated environmental changes». *Quaternary Science Reviews*, 19, 459-479.
- Metz, B.; Davidson, O.; Swart, R., y Pan, J. (2001): «Summary for policy makers. *Climate Change 2001. Mitigation*. Cambridge University Press. Cambridge, 1-71.
- Meulenberg, O. (1949): *Introduction à l'étude pédologique des sols du territoire du Bas-Fleuve*. Institute Royal Col. Belge. Bruxelles, 133 págs.
- Meybeck, M. (1979): «Concentrations des eaux fluviales éléments majeurs et apports en solution aux océans». *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 21, 215-246.
- Meyer, L. D. (1986): «Erosion processes and sediment properties for agricultural cropland». En: Abrahams, A. D. (Ed.): *Hillslope Processes*. Allen and Unwin. Boston, 55-76.
- Meyer, W. B. (1996): *Human Impact of the Earth*. Cambridge University Press. Cambridge, 253 págs.
- Meyerhoff, H. A. (1940): «Migration of erosional surfaces. *Association American Geographers Annals*, 30, 247-254.
- Mézcua, J. (1982): *Catálogo General de las Isosistas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, Publ. 220, 237 págs.
- Mézcua, J. (2002): «Peligrosidad sísmica». En: Ayala, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos Naturales*. Ariel Ciencia. Barcelona, 313-328.
- Mézcua, J., y Martínez, J. M. (1983): *Sismicidad del Area Iberomagrebí*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, Publ. 203, 301 págs.
- Miall, A. D. (1977): «A review of braided-river depositional environment». *Earth-Science Reviews*, 13, 1-62.
- Miall, A. D. (1978): «Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary». En: Miall, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5. Calgary, 597-604.
- Miall, A. D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer. Berlin, 582 págs.
- Micielska-Dowgiallo, E. (1977): «Channel pattern changes during the last glaciation and Holocene, in the northern part of the Sandomierz Basin and the middle part of the Vistula Valley, Poland». En: Gregory, K.J. (Ed.). *River Channel Changes*. Wiley. Chichester, 75-87.
- Micklin, P. P. (1988): «Dessication of Aral Sea: A water management disaster». *Science*, 241, 1170-1176.
- Middleton, N. (1990): «Wind erosion and dust-storm control». En: Goudie, A. (Ed.): *Techniques for Desert Reclamation*. Wiley. Chichester, 87-108.
- Middleton, N. (1997): «Desert dust». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology. Process, Form in Change in Drylands*. Wiley. Chichester, 413-436.
- Middleton, N. (2004): «Dust storm». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 301-304.
- Middleton, N., y Thomas, D. (Eds.) (1997): *World Atlas of Desertification*. Arnold. London, 182 págs.
- Middleton, N.; Goudie, A. S., y Wells, G. L. (1986): «The frequency and source areas of dust storms». En: Nickling, W. G. (Ed.): *Aeolian Geomorphology*. Allen and Unwin. Boston, 237-268.
- Migon, P. (2004) Structural Landform». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, 1007-1008.
- Migon, P. (2006): *Granite Landscapes of the World*. Oxford University Press. Oxford, 384 págs.
- Migon, P., y Lidmar-Bergström, K. (2002): «Deep weathering through time in central and northeastern Europe: problems of dating and interpretation of geological record. *Catena*, 49, 25-40.



- Migon, P., y Thomas, M. F. (2002): «Grus weathering mantles: problems of interpretation». *Catena*, 49, 5-24.
- Mijatovic, B. F. (1984): «Karst poljes in Dinarides». En: Mijatovic, B. F. (Ed.): *Hydrogeology of Dinaric Karst*. International Association of Hydrologists. Hannover, vol. 4, 87-109.
- Milanovic, P. (1981): *Karst Hydrogeology*. Water Resources Publications. Littleton, Colorado, 434 págs.
- Milanovic, P. T. (2000): *Geological Engineering in Karst*. Zebra. Belgrade, 347 págs.
- Milanovic, P. T. (2004): «Dams and Reservoirs on karst». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia Caves of Karst Sciences*. Fitzroy Dearborn. New York, 277-279.
- Miller, M. L., y Hadley, N. P. (2005): «Tourism and coastal development». En: Schwartz, M. L. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 1002-1008.
- Milliman, J. D., y Meade, R. H. (1983): «World-wide delivery of river sediment to the oceans». *Journal of Geology*, 91, 1-21.
- Milliman, J. D., y Syvitski, J. P. M. (1992): «Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers». *Journal of Geology*, 100, 525-544.
- Milliman, J. D.; Broadus, J. M., y Gable, F. (1989): «Environmental and economics implications of rising sea level and subsiding deltas: the Nile and Bengal examples». *Ambio*, 18, 340-345.
- Millington, A. C., y Pye, K. (Eds.) (1994): *Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*. Wiley. Chichester, 456 págs.
- Millington, A. C.; Drake, N. A.; White, K., y Bryant, R. G. (1995): «Salt ramps: wind-induced depositional features on Tunisian playas». *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 105-113.
- Millot, G. (1964): *Géologie des Argiles*. Masson. Paris, 499 págs.
- Millot, G. (1979): «Essai de conclusions». *Bulletin de l'Association française pour l'étude du sol*, 2-3, 301-303.
- Mills, H. H. (1990): «Thickness and character of regolith on mountain slopes in the vicinity of Mountain Lake, Virginia, as indicated by seismic refraction, and implications for hillslope evolution». *Geomorphology*, 3, 143-157.
- Milnes, A. R.; Thiry, M., y Wright (1991): «Silica accumulations in saprolite and soils in South Australia». En: Nettleton, W. D. (Ed.): *Occurrence, characteristics, and genesis of carbonate, gypsum and silica accumulation in soils*. Soil Science Society of America, Special Publication, 26, 121-149.
- Miötké, F. D. (1968): «Karstmorphologische studien in der glazial-überformten höhenstufe der Picos de Europa, Nordspanien». *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover*, Sonderheft, 4, 161 págs.
- Mitchell, P. (1988): «The influences of vegetation, animals and micro-organism on soil processes». En: Viles, H. (Ed.): *Biogeomorphology*. Blackwell. Oxford, 43-82.
- Moeyersons, J. (1989): «The concentration of stones into a stone-line, as a result from subsurface movements in fine and loose soils in the tropics». En: Alexandre, J., y Symoens, J. J. (Eds.): *Stone-Lines*. Académie Royale des Sciences D'Outre-Mer, Geo-Eco-Trop, 11, 11-22.
- Mol, J.; Vanderberghe, J., y Kasse, C. (2000): «River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe». *Geomorphology*, 33, 131-148.
- Molina, E., y Blanco, J. A. (1980): «Quelques précisions sur l'al-tération du Massif Hercynien espagnol». *Compte Rendus de la Académie des Sciences de Paris*, 290, 1293-1296.
- Molina, E., y Pellitero, E. (1982): «Formas periglaciares actuales en la Paramera de Avila. Hipótesis sobre su origen». *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 80, 49-56.
- Molnar, P., y Gibson, J. M. (1994): «Very long baseline interferometry and active rotations of crustal blocks in the Western Transverse Ranges, California». *Geological Society of America Bulletin*, 106, 594-606.
- Monroe, W. H. (1964a): «The zanjón, a solution feature of karst topography in Puerto Rico». *United States Geological Survey, Professional Paper*, 501B, 126-129.
- Monroe, W. H. (1964b): «Lithological control in the formation of the towers of Puerto Rico. 20th International Geographical Conference Karst Symposium».
- Monroe, W. H. (1966): «Formation of tropical karst topography by limestone solution and reprecipitation». *Caribbean Journal Science*, 6, 1-7.
- Montserrat, J. (1992): *Evolución glaciaria y postglaciaria del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: Estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología. Zaragoza, 147 págs.
- Mook, W., y Woillard, G. (1982): «Carbon-14 dates at Gran Pile. Correlation of land and sea chronologies». *Science*, 215, 159-161.
- MOPU (1987): *Medio Ambiente en España, 1986*. Dirección General de Medio Ambiente. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Madrid, 368 págs.
- Morales, C. (Ed.) (1979): *Saharan Dust - Mobilization, Transport, Deposition*. John Wiley. New York, 316 págs.
- Moran, S. (1971): «Glaciotectionic structures in drift». En: Goldthwait, R. P. (Ed.): *Till: A Symposium*, Ohio State University Press. Columbus, 127-148.
- Moreno, A., y Canals, M. (2004): «The role of dust in abrupt climate change: insights from the offshore northwest Africa and Alborán Sea sediment records». *Contribution Science*, 2, 485-498.
- Moreno, J. M. (Coor.) (2005): *Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 822 págs.
- Morgan, R. P. C. (1986): *Soil Erosion and Conservation*. Longman. Harlow, 298 págs.
- Morgan, R. P. C.; Finney, H. J.; Lavee, H.; Merrit, E., y Noble, C. A. (1986): «Plant cover effects on hillslope runoff and erosion: evidence from two laboratory experiments». En: Abrahams, A. D. (Ed.): *Hillslope Processes*. Binghampton Symposia in Geomorphology. Unwin. London, 77-90.
- Morgan, W. J. (1968): «Rises, trenches, great faults and crustal blocks». *Journal of Geophysical Research*, 73, 1959-1982.
- Morin, J., y Benyami, Y. (1977): «Rainfall infiltration into bare soils». *Water Resources Research*, 13, 813-817.
- Morisawa, M. (1957): «Accuracy determination of stream lengths from topographic maps». *Transactions American Geophysical Union*, 38, 86-88.
- Morisawa, M. (1968): *Streams: their dynamics and morphology*. McGraw Hill Book Co. New York, 175 págs.
- Morisawa, M. (1985): *Rivers: Form and Processes*. Longman. London, 222 págs.
- Mörner, N. A. (1976): «Eustasy and geoid changes». *Journal of Geology*, 84, 123-152.



- Mörner, N. A. (1980a): «Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle change». En: Mörner, N. A. (Ed.): *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Wiley, 535-553.
- Mörner, N. A. (1980b): «The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamical implication». En: Mörner, N. A. (Ed.): *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Wiley. Chichester, 251-284.
- Mörner, N. A. (1983): «Sea levels». En: Gardner, R., y Scoging, H. (Eds.): *Mega-Geomorphology*. Oxford University Press. Oxford, 73-91.
- Mörner, N. A. (1987): «Models of global sea-level changes». En: Tooley, M. J., y Shennan, I. (Eds.): *Sea-level changes*. Blackwell. Oxford, 332-355.
- Mörner, N. A. (2004): «Estimating future sea level changes from past records». *Global and Planetary Change*, 40, 49-54.
- Morrissey, M. M., y Martin, L. G. (2000): «Vulcanian Eruptions». En: Sigurdsson, H. (Ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 463-475.
- Morrison, R. B. (1965): «Quaternary Geology of the Great Basin». En: Wright, H. E., y Frey, D. G. (Eds.): *The Quaternary of the United States*. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, 265-285.
- Mortensen, H. (1933): «Die Salzprengung und ihre Bedeutung für die regional klimatische Gliederung der Wüsten. Petermanns Geographische Mitteilungen, 79, 130-135.
- Morton, O. (2007): «Is this what it takes to save the world? *Nature*, 447, 132-136.
- Moss, R. P. (1965): «Slope development and soil morphology in a part of south west Nigeria». *Journal of Soil Science*, 16, 192-209.
- Mottershead, D. N. (1994): «Spatial variations in intensity of alveolar weathering of a dated sandstone structure in a coastal environment, Weston-super-Mare, UK». En: Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley. Chichester, 151-174.
- Motts, W. S. (1970) (Ed.): *Geology and Hydrology of Selected Playas in Western United States*. Department of Geology. University of Massachusetts. Amherst.
- Müller, F. (1959): «Beobachtung über pingos. *Meddeleser om Gronland*, 153, 127 págs.
- Müller, F. (1962): «Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N. W. T.; Canada». *Journal of Glaciology*, 4, 302-318.
- Müller, L. (1964a): «Application of rock mechanics in the design of rock slopes». En: Judd, W. R. (Ed.): *The State of Stresses in the Earth's Crust*. Elsevier. New York, 575-598.
- Müller, L. (1964b): «The rock slide in the Vaiont Valley. *Rock Mechanics and Engineering Geology*, 2, 3-4.
- Muller, R. D.; Roest, W. R.; Royer, J. Y.; Gahagan, L. M. et al. (1997): «Digital isochrons of the world's ocean floor». *Journal of Geophysical Research*, 102, 3211-3214.
- Muller, S. W. (1945): *Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems*. Ann Arbor, J. W. Edwards. Michigan, 223 págs.
- Munuera, J. M. (1969): *Mapa de Zonas Sísmicas Generalizadas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico Nacional. Madrid, 50 págs.
- Muñoz, D. (1983): Estudio del riesgo sísmico en el sur y en el sureste de la Península Ibérica. Unpublished Ph.D. Thesis. Universidad Complutense de Madrid.
- Murchinson, S. B. (1989): *Fluctuation History of Great Salt Lake, Utah, During the Last 13000 years*. Philosophical Dissertation. University of Utah. Salt Lake City.
- Murton, J. B. (2001): «Thermokarst sediments and sedimentary structures», Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada. *Global and Planetary Change*, 28, 175-192.
- Murty, T. S., y El-Sabh, M. I. (1988): «Edge waves and ice ride-up on shorelines». En: El-Sabh, M. I., y Murty, T. S. (Eds.): *Natural and Man-Made Hazards*, D. Reidel Publ.; 429-434.
- Mustoe, G. E. (1982): «Origin of honeycomb weathering». *Bulletin of the Geological Society of America*, 93, 108-115.
- Mustoe, G. E. (1983): «Cavernous weathering in the Capitol Reef Desert, Utah». *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 517-526.
- Muxart, T., y Birot, P. (1977): *L'Alteration Meteorique des Roches*. Université de Paris-Sorbonne, n.º 4. Paris, 279 págs.
- Mycielska-Dowgiallo, E. (1977): «Channel pattern changes during the last glaciation and Holocene in the northern part of the Sandomierz basin and the middle part of the Vistula valley, Poland». En: Gregory, K. J. (Ed.): *River Channel Changes*. Wiley. Chichester, 75-87.
- Nadler, C. T., y Schumm, S. A. (1981): «Metamorphosis of South Platte and Arkansas Rivers, eastern Colorado. *Physical Geography*, 2, 95-115.
- Nagel, R. H. (1962): «Geology of the Serra do Navio manganese district. *Economic Geology*, 57, 481-498.
- Nahon, D. (1986): «Evolution of iron crusts in tropical landscapes». En: Colman, S. M., y Dethier, D. P. (Eds.): *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*. Academic Press. New York, 169-191.
- Nahon, D. B. (1991): *Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering*. John Wiley. New York, 313 págs.
- Nahon, D.; Beauvais, A., y Trescases, J. J. (1985): «Manganese concentration through chemical weathering of metamorphic rocks under lateritic conditions». En: Drever, J. I. (Ed.): *The Chemistry of Weathering*. Reidel. Boston, 277-291.
- Nalivkin, D. V. (1983): *Hurricanes, storms and tornadoes*. Balkema. Rotterdam.
- Nalpanis, P. (1985): «Saltating and suspended particles over flat and sloping surfaces. II. Experiments and numerical simulations». En: Barndorff-Nielsen, O. E.; Moller, J. T.; Romer-Rasmussen, K., y Willets, B. B. (Eds.): *Proceedings of International Workshop on the Physics of Blown Sand*. Institute of Mathematics, University of Aarhus, 8, 37-66.
- Nanson, G. C., y Croke, J. C. (1992): «A genetic classifications of floodplains». *Geomorphology*, 4, 459-486.
- Nanson, G. C., y Gibling, M. (2004): «Anabranching and anastomosing river». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 21-25.
- Nanson, G. C., y Young, R. W. (1981): «Overbank deposition and floodplain formation on small coastal streams of New South Wales». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 25, 332-347.
- Nanson, G., y Knighton, D. (1996): «Anabranching rivers: their cause, character and classifications». *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 211-239.
- Nash, D. J. (2004a): «Calcrete». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 108-111.
- Nash, D. J. (2004b): «Silcrete». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 959-960.
- Nash, D. J., y Smith, R. F. (1998): «Multiple calcrete profiles in the Tabernas Basin, southeast Spain: their origins and geomorphic implications». *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 1009-1029.



- Nash, L. L., y Gleick, P. H. (1991): «Sensitivity of stream-flow in the Colorado Basin to climatic changes». *Journal of Hydrology*, 125, 221-241.
- Návar, J., y Bryan, R. (1990): «Interception loss and rainfall redistribution by three semiarid growing shrubs in northeastern Mexico». *Journal of Hydrology*, 115, 51-63.
- Navas, A. (1990): «The effect of hydrochemical factors on the dissolution rate of gypsiferous rocks in flowing water». *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 709-715.
- Navas, A.; García-Ruiz, J. M.; Machín, J.; Lasanta, T.; Valero, B.; Walling, D. E., y Quine, T. A. (1997): «Soil erosion of dry farming land in two changing environments of the Central Ebro valley, Spain». En: *Human Impact on Erosion and Sedimentation*. International Association Hydrological Sciences, 245, 13-20.
- Neal, J. T. (1965): «Environmental setting and general surface characteristics of playas». En: Neal, J. T. (Ed.): *Geology, Mineralogy and Hydrology of United States Playas*. Air Force Cambridge Research Laboratory, Environmental Research Paper, 96, 1-29.
- Neall, V. E. (1996): «Hydrological disasters associated with volcanoes». En: Singh, V. P. (Ed.): *Hydrology of Disasters*. Kluwer. Dordrecht, 395-345.
- Neall, V. E. (2004): «Lahar». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 597-599.
- Nelson, A. R. (1992): «Lithofacies analysis of coluvial sediments- an aid in interpreting the recent history of Quaternary normal faults in the Basin and Range province, Western United States». *Journal Sedimentary Petrology*, 62, 607-621.
- Nelson, F. E.; Anisimov, O. A., y Shiklomanov, N. I. (2002): «Climatic change and hazard zonation in the circum-Arctic permafrost regions. *Natural Hazards*, 26, 203-225.
- Netterberg, F. (1969): «Ages of calcretes in southern Africa. *South African Archeological Bulletin*, 24, 117-122.
- Neumeier, U., y Ciavola, P. (2004): «Flow resistance and associated sedimentary processes in *Spartina maritime* salt-marsh». *Journal of Coastal Research*, 20, 435-447.
- Newhall, C. H., y Self, S. (1982): «The volcanicity explosivity index (V E I): «an estimate of explosive magnitude for historical volcanism». *Journal Geophysical Research*, 87, 231-238.
- Newton, J. G. (1986): «Development of sinkholes resulting from man's activities in the Eastern United States». *United States Geological Survey*. Denver, 54 págs.
- Nicholas, R. M., y Dixon, J. C. (1986): «Sandstone scarp form and retreat in the Land of Standing Rocks, Canyonlands National Park, Utah». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30, 167-187.
- Nicholson, S. E. (1981): «Saharan climates in historical times». En: Allan, J. A. (Ed.): *The Sahara: Ecological Change and Early Economic History*. Menas Press. London, 35-59.
- Nicholson, S. E. (1993): «What is a desert?». En: Seely, M. (Ed.): *Deserts*. Weldon Ower Limited. Australia, 14-25.
- Nicholson, S. E., y Flohn, H. (1980): «African environmental and climatic changes and the general atmospheric circulation in Late Pleistocene and Holocene. *Climatic Change*, 2, 313-348.
- Nickling, W. G. (1983): «Grain size characteristics of sediment transported during dust storms». *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 1.011-1.024.
- Nickling, W. G. (1988): «The initiation of particle movement by wind». *Sedimentology*, 35, 499-511.
- Nickling, W. G., y Gillies, J. A. (1993): «Dust emission and transport in Mali, West Africa». *Sedimentology*, 40, 859-868.
- Nicod, J. (1972): *Pays and Paysages du Calcaire*. Presses Universitaires de France. Paris, 244 págs.
- Nicod, J. (1976): «Corrosion du type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens». En: Gams, I. (Ed.): *Karst Processes and Relevant Landforms*. Departement of Geography. Ljubljana University. Ljubljana, 171-180.
- Nicod, J. (1979): «Sur le rôle de la tectonique et des variations des circulations karstiques et spécialement de leurs bourdures». *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 102, 87-93.
- Nicod, J. (1992): «Formes d'aplanissement et de regularisation des versants dans les roches carbonatées: position des problèmes et éléments de discussion. *Tübinger Geographische Studien*, 109, 1-22. Tübingen.
- Nielson, J., y Kocurek, G. (1987): «Surface processes, deposits, and development of star dunes, Dumont dune field». California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 99, 177-186.
- Nilsen, T. H. (1993): «What is an alluvial fan?». *International Working Group on Fan Deltas Newsletter*, 1, 3-4.
- Nilsen, T. H., y Moore, T. E. (1984): *Bibliography of Alluvial Fan Deposits*. Geo Books. Norwich, 96 págs.
- Nir, D. (1983): *Man, a Geomorphological Agent. An Introduction to Anthropogenic Geomorphology*. Keter Publication. Jerusalem, 165 págs.
- Nocera, S. di y Matano, F. (2002): «Weathering Surveys in Geomorphology: mapping examples from Sila Massif». En: Allison, R. J. (Ed.): *Applied Geomorphology: Theory and Practice*. Wiley. Chichester, 205-225.
- Noguchi, K., y Kamiya, H. (1963): «Prediction of volcanic eruption by measuring the chemical composition and amounts of gases». *Bulletin Volcanologique*, 26, 367.
- Noller, J. S.; Sower, J. M., y Lettis, W. R. (2000): *Quaternary Geochronology: methods and applications*. AGU Reference Shelf 4. American Geophysical Union, Washington, 582 págs.
- Nordstrom, K.; Psuty, N., y Carter, B. (Eds.) (1990): *Coastal Dunes: Form and Process*. Wiley. Chichester, 392 págs.
- Nortcliff, S.; Ross, S. M., y Thornes, J. B. (1990): «Soil moisture, runoff and sediment yield from differentially cleared tropical rainforest plots». En: Thornes, J. B. (Ed.): *Vegetation and Erosion*. Wiley. Chichester, 420-436.
- Norton, S. A. (1973): «Laterite and bauxite formation. *Economic Geology*, 68, 353-361.
- Norwick, S. A., y Dexter, L. A. (2002): «Rates of development of tafoni in the Moenkopi and Kaibab formations in Meteor Crater and on the Colorado Plateau, northeastern Arizona». *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 11-26.
- Nussbaumer, J. (1998): *Die Gewalt der Natur. Eine Chronik der Naturkatastrophen von 1500 bis heute*. Grundback Sandkorn.
- Nyamweru, C. (1980): *Rifts and Volcanoes. A Study of the East African Rift System*. Nelson Africa. Nairobi, Kenia, 128 págs.
- Nye, J. F. (1952): «The mechanics of glacier flow». *Journal Glaciology*, 2, 82-93.
- Nye, J. F. (1958): «Surges in glaciers». *Nature*, 181, 1450-1451.
- O'Hara, S. L. (1997): «Human impacts on drylands geomorphic processes». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology. Process, Form in Change in Drylands*. Wiley. Chichester, 639-658.



- Oberlander, T. M. (1972): «Morphogenesis of granitic boulder slopes in the Mojave desert, California». *Journal of Geology*, 80, 1-20.
- Oberlander, T. M. (1977): «Origin of segmented cliffs in massive sandstones of southeastern Utah». En: Doehring, D. O. (Ed.): *Geomorphology in Arid Regions*. George Allen and Unwin. London, 79-114.
- Oberlander, T. M. (1994): «Rock varnish in deserts». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 106-119.
- Oberlander, T. M. (1997): «Slope and pediment systems». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*. Wiley. Chichester, 135-163.
- Oerlemans, J. (1989a): «On the response of valleys glaciers to climatic change». En: Oerlemans, J. (Ed.): *Glacier Fluctuations and Climatic Change*. Kluwer. Dordrecht, 353-371.
- Oerlemans, J. (1989b): *Glacier Fluctuations and Climatic Changes*. Kluwer. Dordrecht, 417 págs.
- Ogden, J. M. (1999): «Prospects for building a hydrogen energy infrastructure». *Annual Review of Energy and the Environment*, 24, 227-279.
- Oguchi, C. T.; Hatta, T., y Matsuhura, Y. (1999): «Weathering rates over 40.000 years based on changes in rock properties of porous rhyolite. *Physics and Chemistry of the Earth* (A), 24, 861-870.
- Ogunkoya, O. O., y Jeje, L. K. (1987): «Sediment yield from some third order basins of the basement complex rocks in southwestern Nigeria. *Catena*, 14, 383-397.
- Okada, A.; Takeuchi, A.; Tsukuda, T.; Ikeda, Y.; Watanabe, M.; Hirano, S.; Masumoto, S.; Takehana, Y.; Okumura, K.; Kamishima, T.; Kobayashi, T., y Ando, M. (1989): «Trenching study of the Atotsugawa Fault at Nokobi, Miyagawa Village, Gifu Prefecture, central Japan». *Journal Geography*, 98, 62-85.
- Olcina, J. (1994): *Riesgos climáticos en la Península Ibérica*. Acción Divulgativa. Madrid, 440 págs.
- Olcina, J., y Miró, J. (2002): «Tormentas de arena y tornados». En: Ayala, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos naturales*. Ariel Ciencia. Barcelona, 681-702.
- Olivé, A.; Portero, J. M.; Olmo, P. del, Aragonés, E.; Carreras, F.; Molina, E., y Gutiérrez-Elorza, M. (1982): «El sistema de terrazas del río Carrión. *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*. Salamanca, 1979. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 451-459.
- Oliver-Smith, A. (2002): «El gran terremoto del Perú, 1970: el concepto de la vulnerabilidad y la gestión de los desastres en América Latina». En: Hubp, J. L., e Inbar, M. (Eds.): *Desastres naturales en América Latina*. Fondo de Cultura Económica. México, 147-169.
- Olivier, J. (1995): «Spatial distribution of fog in the Namib». *Journal of Arid Environments*, 29, 129-138.
- Ollero, A. (1996): *El Curso Medio del Ebro*. Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, 4. Zaragoza, 311 págs.
- Ollier, C. (1984): *Weathering*. Longman. London, 324 págs.
- Ollier, C. D. (1960): «The inselbergs of Uganda». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 4, 43-52.
- Ollier, C. D. (1965): «Some features of granite weathering in Australia». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 9, 285-304.
- Ollier, C. D. (1966): «Desert gilgai». *Nature*, 212, 581-583.
- Ollier, C. D. (1969a): *Volcanoes*. The MIT Press. London, 177 págs.
- Ollier, C. D. (1969b): *Weathering*. Longman. London, 304 págs.
- Ollier, C. D. (1977): «Applications of weathering studies». En: Hails, J. R. (Ed.) *Applied Geomorphology*. Elsevier. Amsterdam, 9-50.
- Ollier, C. D. (1978): «Inselbergs of the Namib Desert, processes and history». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 31, 161-176.
- Ollier, C. D. (1981): *Tectonics and Landforms*. Longman, London, 324 págs.
- Ollier, C. D. (1983): «Tropical geomorphology and long-term landform evolution. *Finisterra*, 36-203-221.
- Ollier, C. D. (1988a): «Deep weathering, groundwater and climate». *Geografiska Annaler*, 70A, 285-290.
- Ollier, C. D. (1988b): «The regolith in Australia». *Earth Science Reviews*, 25, 355-362.
- Ollier, C. D. (1991): *Ancient Landforms*. Belhaven Press. London, 233 págs.
- Ollier, C. D., y Ash, J. E. (1983): «Fire and rock breakdown». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27, 363-374.
- Ollier, C. D., y Pain, C. (1996): *Regolith, Soils and Landforms*. Wiley. Chichester, 316 págs.
- Ollier, C. D., y Tratman, E. K. (1969): «Geomorphology of the caves». En: Tratman, E. K. (Ed.): *The Caves of North-west Clare Ireland*. David and Charles. Newton Abbot, Devon, 59-95.
- ONU (1984): *Disaster Prevention and Mitigation. A Compendium of Current Knowledge*. United Nations. New York, 218 págs.
- Oostwoud, D. J. W., y Bryan, R. R. (1994): «Gully head cuts as sediment sources on the Njempis Flats and initial low-cost gully control measures». En: Bryan, R. R. (Ed.): *Soil Erosion, Land Degradation and Social Transition*. Advances in GeoEcology, 27, 205-229.
- Opdyke, N. D.; Flass, B.; Hays, J. D., y Foster, J. (1966): «Paleomagnetic study of Antarctic deep sea cores». *Science*, 154, 349-357.
- Ordaz, J.; Esbert, R. M.; Montoto, M.; de Caso, F., y Alonso, F. J. (1984): «Estado de alteración y alterabilidad futura de la piedra de Villamayor de los monumentos salmantinos: interpretación petrográfica». En: *Estudio Sobre las Alteraciones y Tratamiento de la Piedra de Villamayor*. Ediciones Caja de Ahorros y M. P. de Salamanca. Salamanca, 215-419.
- Ortiz, A. (1993): «Hydrology information and voice communication automatic system in the Ebro basin». En: Gutiérrez, M.; Sancho, C., y Benito, G. (Eds.): *Second Intensive Course on Applied Geomorphology: Arid Regions*. Universidad de Zaragoza. Zaragoza, 89-105.
- Osborne, A. (2004): «Paleokarst». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 559-561.
- Osterkamp, W. R., y Wood, W. W. (1987): «Playa-lake basins on the Southern High Plains and New Mexico: Part 1-Hydrologic, geomorphic and geologic evidence for their development». *Bulletin of the Geological Society of America*, 99, 215-223.
- Østrem, G.; Haakensen, N., y Melander, O. (1973): *Atlas over Breer i Nord-Skandinavia*. Norges Vassdrags og Elektrisitetsvesen og Stockholm Univ.
- Oteo, C. (1984): «Potencial de alterabilidad de la piedra de Villamayor». En: *Estudio sobre las Alteraciones y Tratamiento de la Piedra de Villamayor*. Ediciones Caja de Ahorros y M. P. de Salamanca. Salamanca, 477-565.



- Ouchi, S. (1985): «Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement». *Geological Society of America Bulletin*, 96, 504-515.
- Oviatt, C. G. (1997): «Lake Bonneville fluctuations and global climate change». *Geology*, 25, 155-158.
- Owens, I. (2004): «Avalanche, snow». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. Londres, 41-44.
- Owens, L. B., y Watson, J. P. (1979): «Landscape reduction by weathering in small rhodesian watersheds». *Geology*, 7, 281-284.
- Oyagi, N. (1989): «Geological and economic extent of landslides in Japan and Korea». En: Brabb, E. E., y Ardo, B. L. (Eds.): *Landslides: Extent and Economic Significance*. Balkema. Rotterdam, 289-302.
- Pain, C. F., y Ollier, C. D. (1981): «Geomorphology of a Pliocene granite in Papua New Guinea». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 25, 249-258.
- Palacios, D.; de Andrés, N., y Luengo, E. (2003): «Distribution and effectiveness of nivation mediterranean: Peñalara (Spain)». *Geomorphology*, 54, 157-178.
- Pallister, J. W. (1956): «Slope development in Buganda». *Geographical Journal*, 122, 80-87.
- Palmer, A. N. (2004): «Carlsbad Cavern and Lechugilla Cave». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 192-195.
- Palmer, A. N. (1991): «Origin and morphology of limestone caves». *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1-21.
- Palmer, A. N. (2000): «Hydrological control of cave patterns». En: Klimchouk, A. B.; Ford, D. C.; Palmer, A. N., y Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society. Huntsville, Alabama, 77-90.
- Palmer, R. S. (1963): «The influence of a thin water layer on water drop impact forces». *International Association Scientific Hydrology*, 65, 141-148.
- Panizza, M. (1972): «Schema di legenda per carte geomorfologiche di dettaglio». *Boletín Società Geologica de Italia*, 91, 207-237.
- Panizza, M. (1973): «Glacio pressure implications in the production of landslides in the Dolomitic area». *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 8, 289-297.
- Panizza, M. (1988): *Geomorfologia Applicata. Metodi di Applicazione alla Pianificazione Territoriale e alla Valutazione d'Impatto Ambientale*. La Nuova Italia Scientifica. Roma, 342 págs.
- Panizza, M. (1991): «Geomorphology and seismic risk». *Earth Science Reviews*, 31, 11-20.
- Panizza, M. (1992): *Geomorfología*. Pitagora Editrice. Bologna, 397 págs.
- Panizza, M. (2005a): «Pericolosità e rischio geomorfologici». En: Panizza, M. (Ed.): *Manuale di Geomorfologia Applicata*. FrancoAngeli. Milano, 31-43.
- Panizza, M. (2005b): «Procesi superficiali di pericolosità». En: Panizza, M. (Ed.): *Manuale di Geomorfologia Applicata*. FrancoAngeli. Milano, 44-87.
- Panizza, M., y Piacente, S. (2003): *Geomorfología Cultural*. Pitagora Editrice. Bologna, 350 págs.
- Paola, C. (2004): «Braided River». En: Goudie, A. S. (2004): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 98-101.
- Parés, J. M., y Pérez-González, A. (1995): «Paleomagnetic age for hominid fossils at Atapuerca archaeological site, Spain». *Science*, 269, 830-832.
- Park, C. C. (1981): «Man, river system and environments impacts». *Progress in Physical Geography*, 5, 1-31.
- Parker, G. G. (1963): «Piping, a geomorphic agent in landform development of the drylands». *International Association of Scientific Hydrologists Publication*, 65, 103-113.
- Parker, G. G., y Jenne, E. A. (1967): «Structural failure of Western U. S. highways caused by piping». *United States Geological Survey. Water Resources Division*, 27 págs.
- Parker, G. G.; Higgins, C. G., y Wood, W. W. (1990): «Piping and pseudokarst in drylands». *Geological Society of America Special Paper*, 252, 77-110.
- Parmenter, C., y Folger, D. W. (1974): «Eolian biogenic detritus in deep sea sediments: a possible index of equatorial Ice Age aridity». *Science*, 185, 695-698.
- Parra, E., y Cepeda, H. (1990): «Volcanic hazards maps of the Nevado del Ruiz volcano, Columbia». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 117-127.
- Parsons, A. J. (1988): *Hillslope form*. Routledge. London. 212 págs.
- Parsons, D. R.; Walter, I. J., y Wiggs, G. F. S. (2004): «Numerical modelling of flow structures over idealised transverse aeolian dunes of varying geometry». *Geomorphology*, 59, 149-164.
- Paskoff, P. (1981): *L'érosion de côtes*. Presses Universitaires de France. París, 127 págs.
- Paskoff, R. (1985): *Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution*. Masson. París, 188 págs.
- Passarge, S. (1931): *Geomorfología*. Ed. Labor. Barcelona, 189 págs.
- Pasuto, A., y Soldati, M. (1996): «Rock Spreading». En: Dikau, A.; Brunsten, D.; Schrott, L., e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley. Chichester, 122-136.
- Pasuto, A.; Silvano, S.; Soldati, M., y Tecca, P. R. (1994): «Deep-seated gravitational deformations in north-eastern Italy». *Special volume for the International Congress IAEG*. Lisboa, 23-27.
- Paté-Cornell, E. (1996): «Uncertainties in global climate change estimates. An Editorial Essay». *Climatic Change*, 33, 145-149.
- Paterson, W. S. B. (1994): *The Physics of Glaciers*. Pergamon. New York, 480 págs.
- Patton, P. C. (1988): «Drainage basin morphometry and floods». En: Baker, V. R.; Craig Kocher, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley. New York, 51-64.
- Paukstys, W. J., y Narbutas, V. (1996): «Gypsum karst of the Baltic republics». En: Klimchouk, A.; Lowe, A.; Cooper, A., y Sauro, U. (Eds.): *Gypsum karst of the world*. *International Journal of Speleology*, 25, 279-284.
- Paul, E. A., y Clark, F. E. (1989): *Soil Microbiology and Biochemistry*. Academia Press. London, 273 págs.
- Pavich, M. J. (1985): «Appalachian piedmont morphogenesis: weathering, erosion, and Cenozoic uplift». En: Morisawa, M., y Hack, J. T. (Eds.): *Tectonic Geomorphology*. George Allen and Unwin. London, 27-51.
- Pavlov, A. V. (1994): «Current changes of climate and permafrost in the Arctic and Sub-Arctic of Russia». *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, 101-110.
- Pearce, F. (1994): «Not warming, but cooling». *New Scientist*, 9 July, 37-41.
- Peck, D. L.; Troester, J. W., y Moore, J. E. (1988): «Karst hydrogeology in the United States of America». En: *Proceedings of the 21st Congress of the International Association of*



- Hydrologists. Karst Hydrology and Karst Environmental Protection. Guilin, China. Open-file Report 88-476. United States Geological Survey. Washington, 19 págs.
- Pécsi, M. (1968): «Loess». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinold. New York, 674-678.
- Pécsi, M., y Szilárd, J. (1970): «Planated Surfaces: principal problems of research and terminology». En: Pécsi, M. (Ed.): *Problems of Relief Planation*. Akadémiai Kiadó, 13-27. Budapest.
- Pedraza, J.; Sanz, M. A., y Martín, A. (1989): *Formas Graníticas de La Pedriza*. Agencia de Medio Ambiente. Madrid, 205 págs.
- Pedro, G. (1966): «Essai sur le caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération superficielle». *Compte Rendu de la Academie des Sciences de Paris*, 262, 1828-1831.
- Pedro, G. (1968): «Distributions des principaux types d'altération chimique à la surface du globe». *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 10, 457-470.
- Pedro, G.; Jamague, M., y Bejon, J. C. (1969): «Mineral interactions and transformations in relation to pedogenesis during the Quaternary». *Soil Science*, 107, 462-469.
- Pedro, J. (1993): «Un phénomène normal de la surface de la planète: l'altération des roches». En: Vicente, M. A.; Molina, E., y Rives, V. (Eds.): *Alteración de Granitos y Rocas Afines*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 17-50.
- Peel, R. F. (1974): «Insolation weathering: some measurements of diurnal temperature changes in exposed rocks in the Tibesti region, central Sahara». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 21, 19-28.
- Pellerin, F. M. (1980): «La porosimétrie au mercure appliquée à la l'étude géotechnique des sols et des roches». *Bulletin Liaison Laboratoire des Ponts et Chaussées*, 106, 105-116.
- Pellicer, F., y Yetano, L. M. (1985): «El galacho de Juslibol: un ejemplo de meandro abandonado». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 11, 193-124.
- Pellicer, F.; Peña, J. L., e Ibáñez, M. J. (1986): «Estudio geomorfológico del yacimiento de Burrén y Burreña (Depresión del Ebro): génesis del relieve y evolución holocena». *Estudios Hom. Dr. Antonio Beltrán*. Zaragoza, 33-45.
- Peltier, L. C. (1950): «The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology». *Annals of the Association of American Geographers*, 40, 214-236.
- Peltier, W. R., y Andrews, J. T. (1983): «Glacial geology and glacial isostasy of the Hudson Bay region». En: Smith, D. E., y Dawson, A. G. (Eds.): *Shorelines and Isostasy*. Academic Press. London, 285-320.
- Penck, A. (1905): «Glacial features in the surface of the Alps». *Journal Geology*, 13, 1-19.
- Penck, W. (1924): *Die Morphologische Analyse*. Geographische Abhandlungen, 2. Stuttgart, 1-283. Traducción inglesa por H. Czech y K. C. Boswell (1953): *Morphological Analysis of Landforms. A Contribution to Physical Geology*. Macmillan. London, 429 págs.
- Pentecost, A. (2005): *Travertine*. Springer. Berlin, 445 págs.
- Peña, J. L. (1997a): «Los mapas geomorfológicos: características y tipos». En: Peña, J. L. (Ed.): *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*. Geoforma Ediciones. Logroño, 13-24.
- Peña, J. L. (1997b): «Los sistemas de cartografía geomorfológica». En: Peña, J. L. (Ed.): *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*. Geoforma Ediciones. Logroño, 85-102.
- Peña, J. L., y González, J. R. (1992): «Modelo evolutivo de los cambios en la dinámica geomorfológica del Baix Cinca y Segre (Depresión del Ebro) durante el Pleistoceno superior-Holoceno a partir de los datos geoarqueológicos». *Cuaternario y Geomorfología*, 6, 103-110.
- Peña, J. L.; Chueca, J., y Julián, A. (1998): «Los derrubios estratificados del sector central pirenaico: cronología y límites altitudinales». En: Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F.; Schulte, L., y García Navarro, A. (Eds.). *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicaciones de la Universitat de Barcelona. Barcelona, 205-216.
- Peña, J. L.; Echeverría, M. T.; Petit-Maire, N., y Lafont, R. (1993): «Cronología e interpretación de las acumulaciones holocenas de la Val de las Lenas (Depresión del Ebro, Zaragoza)». *Geographica*, 30, 321-332. Zaragoza.
- Peña, J. L.; González, J. R., y Rodríguez, J. I. (1996): «Paleoambientes y evolución geomorfológica en yacimientos arqueológicos del sector oriental de la Depresión del Ebro durante el Holoceno superior». En: Pérez-Alberti, A.; Martín, P.; Chesworth, W., y Martínez, A. (Eds.): *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia, 63-80.
- Peña, J. L.; Jiménez, A., y Echeverría, M. T. (1989): «Geomorphological cartography and evolutionary aspects of the Sierra de Albarracín poljes. Eastern Iberian Ranges, Teruel, Spain. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 12, 51-57.
- Peña, J. L.; Julián, A., y Chueca, J. (1991): «Séquences évolutives des accumulations holocènes à la Hoya de Huesca dans le contexte general du bassin de l'Ebre (Espagne)». *Physio-Géo*, 22/23, 55-60.
- Peña, J. L.; Lewis, C.; McDonald, E.; Rhodes, E., y Sancho, C. (2004): «Ensayo cronológico del Pleistoceno medio-superior de la cuenca del río Cinca (Pirineos y Depresión del Ebro)». En: Benito, G., y Díez Herrero, A. (Eds.): *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología* (Actas del VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo). Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Vol. I. Madrid, 165-172.
- Peña, J. L.; Pellicer, F.; Julián, A.; Chueca, J.; Echeverría, M. T.; Lozano, M. V., y Sánchez, M. (2002): *Mapa Geomorfológico de Aragón*. Consejo de Protección de la Naturaleza. Zaragoza, 54 págs.
- Peña, J. L. (Ed.) (1997): *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*. Geoforma. Logroño, 227 págs.
- Pérez-Alberti, A.; Blanco, R.; Costa, M.; Vázquez, M., y Valcárcel, M. (2000): «Dinámica y evolución de las costas rocosas. El ejemplo de Galicia». En: Andrés, J. R., y Gracia, F. J. (Eds.): *Geomorfología Litoral. Procesos Activos*. Monografía n.º 7 de la Sociedad Española de Geomorfología. Instituto Geológico Minero de España. Madrid, 175-185.
- Pérez-Cueva, A., y Armengot, R. (1983): «El temporal de octubre de 1982 en el marco de las lluvias torrenciales en la cuenca baja del Júcar». *Cuadernos de Geografía*, 32-33, 61-86.
- Perfit, M. R., y Davidson, J. P. (2000): «Plate tectonics and volcanism». En: Sigurdsson, H. (Ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 89-113.
- Persons, B. S. (1970): *Laterite: Genesis, Location, Use*. Plenum Press. New York, 103 págs.
- Persons, B. S. (1984): «Laterite, Engineering Geology». En: Finkl, C. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Applied Geology*. Van Nostrand Reinhold. New York, 320-326.
- Perthuisot, J. P., y Jauzein, A. (1975): «Sebkhas et dunes d'argile: l'enclave endoreique de Pont du Fars, Tunisie». *Revue*



- de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 17, 295-306.
- Perucca, L. P., y Moreiras, S. M. (2006): «Liquefaction phenomena associated with historical earthquakes in San Juan and Mendoza Provinces, Argentina». *Quaternary International*, 158, 96-109.
- Peters, R. L., y Lovejoy, T. E. (1990): «Terrestrial fauna». En: Turner, B. L., Clark, W. C.; Kates, R. W.; Richards, J. F.; Matthews, J. T., y Meyer, W. B. (Eds.): *The Earth as Transformed by Human Action*. Cambridge University Press. Cambridge, 353-369.
- Pethick, J. (1984): *An Introduction to Coastal Geomorphology*. Arnold, London, 260 págs.
- Petit-Maire, N. (1999): «Variabilité naturelle des environnements terrestres: les deux dernières extrêmes climatiques (18.000±2.000 et 8.000±1.000 ans BP)». *Compte Rendus de la Académie des Sciences de Paris*, 328, 273-279.
- Petri, S., y Fúlgaro, V. F. (1983): *Geología do Brasil*. Editora da Universidade de Sao Paulo. Sao Paulo, 631 págs.
- Petts, G. (1989): «Historical análisis of fluvial hydrosystems». En: Petts, G. (Ed.): *Historical Change of Large Alluvial Rivers*. Wiley. Chichester, 1-18.
- Petts, G., y Foster, I. (1985): *Rivers and Landscape*. Arnold. London, 274 págs.
- Peulvast, J. P., y Vanney, J. R. (2001): *Géomorphologie Structurale, Terre, Corps Planétaires Solides*. Gordon and Breach. Paris, 501 págs.
- Péwé, T. L. (1955): «Origin of the upland silt near Fairbanks». Alaska. *Bulletin of the Geological Society of America*, 66, 699-724.
- Péwé, T. L. (1959): «Sand wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound region, Antarctica». *America Journal of Science*, 257, 545-552.
- Péwé, T. L. (1966): «Paleoclimatic significance of fossil wedges». *Biuletyn Peryglacjalny*, 15, 65-73.
- Péwé, T. L. (1981): «Desert dust: an overview». En: Péwé, T. L. (Ed.): *Desert dust: origin, characteristics and effect on man*. Geological Society of America, Special Paper 186, 1-10. Boulder, Colorado.
- Péwé, T. L. (1981b): *Desert dust: an overview*. Geological Society of America, Special Paper, 186, Boulder, 1-10.
- Péwé, T. L. (1983): «The periglacial environment in North America during Wisconsin time». En: Porter, S. C. (Ed.): *Late Quaternary of the United States, vol. I, The Late Pleistocene*. Longman. London, 157-189.
- Péwé, T. L.; Tungsheng, L.; Slatt, R. M., y Bingyuan, L. (1995): *Origin and character of loesslike silt in the southern Quinghai-Xizang (Tibet), China*. United States Geological Survey Professional Paper 1549, 55 págs.
- Pfeffer, K. H. (1973): «Flächenbildung in den kalkgebieten». En: Semmel, A. (Ed.): *Neur Erbenisse der Karstforschung in dem Tropen und in Mittelmrellzum*. Geogr. Zeit. Beiheft.
- Pfeffer, W. T. (1992): «Stress-induced foliation in the terminus of variegated Glacier, Alaska, USA, formed during the 1982-83 surge». *Journal of Glaciology*, 38, 213-222.
- Philbrick, S. S. (1970): «Horizontal configuration and the rate of erosion of Niagara Falls». *Bulletin of the Geological Society of America*, 81, 3.723-3.732.
- Phillips, J. D. (2005): «Weathering instability and landscape evolution». *Geomorphology*, 67, 255-272.
- Pias, J. (1970): *Les Formations Sédimentaires Tertiaires et Quaternaires de la Cuvette Tchadienne et les Sols qui en Dérivent*. ORSTOM, Mem. 43.
- Pichler, E. (1958): «Aspectos geológicos dos escorregamentos de Santos». *Noticia Geomorfológica*, 2, 40-44.
- Piégay, H., y Schumm, S. A. (2003): «Systems approaches in fluvial geomorphology». En: Kondolf, G. M., y Piégay, H. (Eds.): *Tools in Fluvial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 105-134.
- Piégay, H.; Grant, G.; Nakamura, F., y Trustum, N. (2006): «Braided river management: for assessment of river behaviour to improved sustainable development». En: Sambrook Smith, G. H.; Best, J. L.; Bristow, C. S., y Petts, G. E. (Eds.): *Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management*. Blackwell. Malden, 257-275.
- Piégay, H.; Salvador, P. G., y Astrade, L. (2000): «Réflexions relatives à la variabilité spatiale de la mosaïque fluviale à l'échelle d'un tronçon». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 44, 317-342.
- Pierce, K. L. (1986): «Dating methods, En: *Active Tectonics*. National Academic Press. Washington, 195-214.
- Pierson, T. C. (1983): «Soil pipes and slope stability. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 16, 1-11. London.
- Pilgrim, D.; Cordery, I., y Baron, B. (1982): «Effects of catchment size on runoff relationships». *Journal of Hydrology*, 58, 205-221.
- Piotrowski, M. V.; Simonov, Y. C., y Aristarkhova, L. B. (1972): «Detailed geomorphological mapping in mapping prospecting». En: Demek, J. (Ed.): *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*. Czechoslovak Academy of Sciences. Akademia. Praga, 267-277.
- Piqueras, J. (1983): «Crónica de la riada del Xúquer (20/21-X-1982)». *Cuadernos de Geografía*, 32-33, 39-58.
- Pirazzoli, P. A. (1991): *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier. Amsterdam, 300 págs.
- Pirazzoli, P. A. (1996): *Sea-level changes: the last 20.000 years*. John Wiley. Chichester, 211 págs.
- Pirazzoli, P. A. (2004): «A review of posible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area». *Quaternary Science Reviews*, 24, 1989-2001.
- Pirazzoli, P. A. (2005): «A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area». *Quaternary Science Reviews*, 24, 1989-2001.
- Pirazzoli, P. A., y Morhange, C. (2005): «Interpretation des variations du niveau de la mer a la fin de l'Holocene le long d'une transversale nord-sud en Méditerranée centrale». En: Sanjaume, E., y Mateu, J. F. (Eds.): *Geomorfología litoral i Quaternari*. PUV. Valencia, 263-371.
- Pirazzoli, P. A.; Laborel, J., y Stiros, S. C. (1996): «Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times». *Journal of Geophysical Research*, 101 (B3), 6083-6097.
- Pissart, A. (1965): «Les pingos des Hautes Fagnes: le problème de leur genèse». *Annales Société Géologique de Belgique*, 89, 377-402.
- Pissart, A. (1970): «Les phénomènes physiques essentiels liés au gel; les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique». *Annales, Société Géologique de Belgique*, 93, 7-49.
- Pissart, A. (1988): «Pingos: An overview of the present state of knowledge». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley. Chichester, 279-297.
- Pissart, A. (1990): «Advances in periglacial geomorphology». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 79, 119-131.



- Pissart, A. (2004): «Thermokarst». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. Londres, 1.049-1.051.
- Plafker, G., y Ericksen, G. E. (1978): «Nevados Huascarán avalanches, Perú». En: Voight, B. (Ed.): *Rockslides and Avalanches*, 1. Elsevier. Amsterdam, 277-314.
- Plafker, G.; Hudson, T.; Bruns, T., y Rubin, M. (1978): «Late Quaternary offsets along the Fairweather fault and crustal plate interactions in southern Alaska». *Canadian Journal of Earth Science*, 15, 805-816.
- Poesen, J., y Lavee, H. (1991): «Effects of size and incorporation of synthetic mulch on runoff and sediment yield from interrills in a laboratory study with simulated rainfall». *Soil and Tillage Research*, 21, 209-223.
- Poesen, J.; Ingelmo-Sánchez, F., y Mucher, H. (1990): «The hydrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the top layer». *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 653-672.
- Poesen, J. de (1986): «Surface sealing as influenced by slope angle and position of simulated stones in the top layer of loose sediments». *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, 1-10.
- Pohjola, V. A. (1994): «TV-video observations of bed and basal sliding on Storglaciären, Sweden». *Journal of Glaciology*, 39, 111-118.
- Pokras, E. M., y Mix, A. C. (1985): «Eolian evidence for spatial variability of Late Quaternary climates in tropical Africa». *Quaternary Research*, 24, 137-149.
- Poland, J. F., y Davis, G. H. (1969): «Land subsidence due to withdrawal of fluids». En: Varnes, O. J., y Kierch, G. (Eds.): *Reviews in Engineering Geology*. Geological Society of America, 2, 187-269.
- Pollard, W. E. (1988): «Seasonal frost mounds». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley. Chichester, 201-229.
- Polynov, B. (1937): *The Cycle of Weathering*. Murby. London, 220 págs.
- Ponti, D. J. (1985): «The Quaternary alluvial sequence of the Antelope Valley, California». *Geological Society America Special Paper*, 203, 79-96.
- Porath, A., y Schick, A. P. (1974): «The use of remote sensing systems in monitoring desert floods». *International Association of Hydrological Sciences*. Publ. 112, 133-138.
- Porter, S. C., y Zhisheng, A. (1995): «Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation». *Nature*, 375, 305-308.
- Posamentier, H. W. (1978): «Thoughts on ogive formation». *Journal of Glaciology*, 20, 218-220.
- Poser, H. (1948): «Boden- und klimaverhältnisse in Mittel und Westeuropa während der Würmeiszeit». *Erdkunde*, 2, 53-68.
- Poser, H. (1950): «Zur rekonstruktion der spätglazialen luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf grund der vorzeitlichen binnendünen». *Erdkunde*, 4, 81-88.
- Potter, D. B., y McGill, F. E. (1978): «Valley anticlines of the Needles District, Canyonlands National Park». *Bulletin Geological Society of America*, 89, 952-960.
- Potter, N. (1972): «Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming». *Bulletin of the Geological Society of America*, 83, 3025-3057.
- Potter, N., y Moss, J. H. (1968): «Origin of the Blue Rocks block field and adjacent deposits». Berks County, Pennsylvania. *Bulletin of the Geological Society of America*, 79, 255-262.
- Powell, R. D. (1981): «A model for sedimentation by tidewater glaciers». *Annals of Glaciology*, 2, 129-134.
- Powell, R. D. (2003): «Subaquatics Landsystems: Fjords». En: Evans, J.A. (Ed.). *Glacial Landsystems*. Arnold. London, 313-347.
- Powell, W. L., y LaMoreaux, P. E. (1969): «A problem of subsidence in a limestone terrane at Columbia, Alabama». *Alabama Geological Survey*, Cir. 56.
- Prada, J. L.; Valenciano, A., y Navarro, A. (1996): «Procesos de alteración de materiales pétreos en edificios de interés histórico». *Acta Geológica Hispánica*, 30, 97-110.
- Prest, N. K. (1968): «Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada». *Geological Survey of Canada*, 66-57.
- Price, R. J. (1966): «Eskers near the Casement glacier, Alaska». *Geografiska Annaler*, 48, 111-125.
- Price, R. J. (1969): «Moraines, sandar, kames and eskers near Breidamerkurjökull, Iceland». *Transactions of Institute British Geographers*, 46, 17-43.
- Price, R. J. (1970): «Moraines at Fjallsjökull, Iceland». *Artic and Alpine Research*, 2, 27-42.
- Price, R. J. (1973): *Glacial and Fluvio-glacial Landforms*. Longman. Edinburgh, 242 págs.
- Price, R. J. (1980): «Rates of geomorphological changes in proglacial areas». En: Cullinford, R. A.; Davidson, D. A., y Lewin, J. (Eds.): *Timescales in Geomorphology*, John Wiley. Chichester, 79-93.
- Price, W. A. (1963): «Physico-chemical and environmental factors in clay-dune genesis». *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 766-778.
- Price, W. A. (1968): «Carolina Bays». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold. New York, 102-109.
- Priesnitz, K. (1988): «Cryoplanation». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley. Chichester, 49-67.
- Prospero, J. M.; Bonatti, E.; Schubert, C., y Carlson, T. N. (1970): «Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm». *Earth and Planetary Science Letters*, 9, 287-293.
- Prouty, W. F. (1952): «Carolina Bays and their origin». *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 167-224.
- Psuty, N. P. (1988): «Sediment budget and dune beach interaction». *Journal of Coastal Research*, 3. Special Issue, 1-4.
- Pueyo, E. L.; Mauritsch, H. G.; Pocoví, A.; Scholger, R.; Millán, H., y Valero, B. (2001): «Archeomagnetostratigraphy of the filling of the Roman dam. Preliminary report on Almonacid de la Cuba (NE Spain). AARCH 2001. Arqueomagnetism Applied for Rescue Cultural Heritages. Abstract. Leuven.
- Pueyo, J. J. (1978-79): «La precipitación evaporítica actual en las lagunas del área: Bujaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (Provs. de Zaragoza y Teruel)». *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas*, 33, 5-56. Barcelona.
- Pugh, J. C. (1956): «Fringing pediments and marginal depressions in the inselberg landscape of Nigeria». *Transactions of the Institute of British Geographers*, 22, 15-31.
- Pugh, J. C. (1966): «Landforms in low latitudes». En: Dury, G. H. (Ed.): *Essays in Geomorphology*. American Elsevier. New York, 121-138.
- Pujadas, J. (2002): «Las inundaciones en España: impacto económico y gestión de riesgo». En: Ayala-Carcedo, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos Naturales*. Ariel Ciencia. Barcelona, 879-888.



- Pulido-Bosch, A. (1986): «Le karst dans les gypses de Sorbas (Almería). Aspects morphologiques et hydrogéologiques.» *Karstologia*, Memoire 1, 27-35.
- Pulina, M. (1974): «Chemical denudation on the carbonate karst areas (Summary)». *Geographical Studies*, 105, pág. 159. Warszawa.
- Pulina, M. (2005): «Le karst et les phénomènes karstiques similaires des régions froides». En: Salomon, J. N., y Pulina, M. (Eds.): *Les Karsts des Régions Climatiques Extrêmes*. Karstologia, Memoires, 14, 11-100.
- Pulina, M., y Trzcinski, J. B. (1996): «Remarques sur les phénomènes karstiques en Sibérie Orientale». *Guide des Terrains Karstiques Choisis de la Sibérie Orientales et de l'Oural*, 7-11. Université de Silésie. Sosnovic.
- Punkari, M. (1997): «Subglacial processes of the Scandinavian Ice Sheet in Fennoscandia inferred from flow-parallel features and lithostratigraphy». *Sedimentary Geology*, 111, 263-283.
- Pye, K. (1982): «Morphological development of coastal dunes in a humid tropical environment, Cape Bedford and Cape Flattery, North Queensland». *Geografiska Annaler*, A64, 212-227.
- Pye, K. (1983): «Early postdepositional modification of aeolian dune sands». En: Brookfield, M. E., y Ahlbrandt, T. S. (Eds.): *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier. Amsterdam, 197-219.
- Pye, K. (1987): *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press. London, 334 págs.
- Pye, K. (1995): «The nature, origin and accumulation of loess». *Quaternary Science Reviews*, 14, 653-667.
- Pye, K. (Ed.) (1993): *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. Special Publication 72, Geological Society of London.
- Pye, K. (Ed.) (1994): *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell, Oxford.
- Pye, K., y Lancaster, N. (Eds.) (1993): *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. International Association of Sedimentologists. Blackwell. Oxford, 167 págs.
- Pye, K., y Sharwin, D. (1999): En: Goudie, A. S.; Livingstone, I., y Stokes, S. (Eds.): *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. Wiley. Chichester, 214-238.
- Pye, K., y Tsoar, H. (1987): «The mechanics and geological implications of dust transport and deposition in deserts, with particular reference to loess formation and dune sand diagenesis in the northern Negev, Israel». En: Frostick, L. E., y Reid, I. (Eds.): *Desert Sediments, Ancient and Modern*. Special Publication 35, Geological Society of London. Blackwell. Oxford, 139-156.
- Pye, K., y Tsoar, H. (1990): *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Unwin Hyman. London, 396 págs.
- Quinlan, J. F. (1967): «Classification of karst types: A review and synthesis emphasizing the North America literature, 1941-1966». *Natural Speleological Society Bulletin*, 29, 107-109.
- Quirantes, J. (1965): «Notas sobre las lagunas de Bujalaroz-Sástago». *Geographica*, 12, 30-34.
- Rachocki, A. H. (1981): *Alluvial Fans: An Attempt at an Empirical Approach*. Wiley. New York, 161 págs.
- Rachocki, A. H., y Church, M. (Eds.) (1990): *Alluvial Fans. A Field Approach*. Wiley. Chichester, 391 págs.
- Radbruch-Hall, D. H. (1978): «Gravitational creep of rocks masses on slopes». En: Voight, B. (Ed.): *Rockslides and Avalanches. Natural Phenomena*. Elsevier. Amsterdam, 607-657.
- Rahmstorf, S. (2002): «Ocean circulation and climate during the past 120,000 years». *Nature*, 419, 207-214.
- Ramanathan, V. (1988): «The greenhouse theory of climate change: a test by an inadvertent global experiment». *Science*, 240, 293-299.
- Rampino, M. R., y Self, S. (1982): «Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1833) y Agung (1963)». *Quaternary Research*, 18, 127-143.
- Ramsay, J. G., y Huber, M. I. (1987): *Modern Structural Geology*. Vol.2. Academic Press. New York.
- Rantz, S. E. (1970): «Urban sprawl and flooding in Southern California». *United States Geological Survey*. Circular 601B.
- Rapp, A. (1957): «Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1, 179-200.
- Rapp, A. (1984): «Are terra rossa soils in Europa eolian deposits from Africa». *Geologiska Föreningens i Stockholms Förhandlingar*, 105, 161-168.
- Rapp, A. (1986): «Slope processes in high latitude mountains». *Progress in Physical Geography*, 10, 53-68.
- Rapp, A., y Hastean-Dahlin, A. (1990): «Improved management of drylands by water harvesting in third world countries». En: Boardman, J.; Foster, I. D. L., y Dearing, J. A. (Eds.): *Soil Erosion and Agricultural Land*. Wiley. Chichester, 241-251.
- Rasid, H., y Pramanik, M. A. H. (1993): «Areal extent of the 1988 flood in Bangladesh: How much did the satellite imagery show?». *Natural Hazards*, 8, 189-200.
- Raso, J. M., y García Loureiro, M. C. (1998): «Oscillacions termomètriques a l'entorn de 0 °C a Andorra». En: Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F.; Schulte, L., y García Navarro, A. (Eds.): *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicacions de la Universitat de Barcelona. Barcelona, 217-234.
- Raunet, M. (1985): «Les bas-fonds en Afrique et à Madagascar». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 52, 25-62.
- Raymo, M. E.; Ruddiman, W. F.; Shackleton, N. J., y Oppo, D. W. (1990): «Evolution of Atlantic-Pacific  $\delta^{13}\text{C}$  gradients over the last 2.5 m». *Earth Planetary Science Letters*, 97, 353-368.
- Rea, B. R., y Evans, D. J. A. (1996): «Landscapes of areal scouring in NW Scotland». *Scottish Geographical Magazine*, 112, 47-50.
- Rea, B. R.; Evans, D. J. A.; Dixon, T. S., y Whalley, W. B. (2000): «Contemporaneous localized, basal ice-flow variations: implications for bedrock erosion and the origin of p-forms». *Journal of Glaciology*, 46, 470-476.
- Reading, A. J.; Thompson, R. D., y Millington, A. C. (1995): *Humid Tropical Environments*. Blackwell. Oxford, 429 págs.
- Reeves, C. C. (1964): «Gas rings from Terry County, Texas». *Journal Sedimentary Petrology*, 34, 190-193.
- Reeves, C. C. (1968): *Introduction to Paleolimnology*. Elsevier. Amsterdam, 228 págs.
- Reeves, C. C. (1976): *Caliche: Origin, Classification, Morphology and Uses*. Estacado Books. Lubbock. Texas, 233 págs.
- Regües, D.; Pardini, G., y Pini, R. (1992): «Estudio del comportamiento de regolitos arcillosos en zonas abarrancadas frente a variaciones de la temperatura y la humedad». En: López, F.; Conesa, C., y Romero, M. A. (Eds.): *Estudios de Geomorfología en España*. Murcia, 171-182.
- Reich, B. M. (1973): *Effects on Agnes Floods on Annual Series in Pennsylvania*. Pennsylvania State University. Institute for Research on Land and Water Resources. Res. Publication 74.



- Reiche, P. (1950): *A Survey of Weathering Processes and Products*. New Mexico University. Publications in Geology n.º 3, 95 págs.
- Reicherter, K. R.; Jabaloy, A.; Galindo-Zaldívar, J.; Ruano, P.; Becker-Heidmann, P.; Morales, J.; Reiss, S.; González-Lo-deiro, F. (2003): «Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake». *International Journal of Earth Sciences*, 92, 912-922.
- Reid, I. (1994): «River landforms and sediments: evidence of climatic change». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 571-592.
- Reimer, P. J.; Baillie, G. L.; McCormac, G.; Reimer, R. W.; Bard, E.; Beck, J. W.; Blackwell, P. G.; Buck, C. E.; Burr, G. S.; Edwards, R. L.; Friedrich, M.; Guilderson, T. P.; Hogg, A. G.; Hughen, K. A.; Kromer, B.; Manning, S.; Southon, J. R.; Stuiver, M.; van der Plicht, J., y Weyhenmeyer, C. E. (2006): «Comment on "Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dates on pristine corals" by R. J. Fairbanks et al. (Quaternary Science Reviews 24 (2005), 1781-1796) and "Extending the radiocarbon calibration beyond 26,000 years before present using fossil corals" by T. C. Chiu, et al. (Quaternary Science Reviews, 24 (2005), 1797-1808): *Quaternary Science Reviews*, 25, 855-862.
- Reineck, H. E., y Singh, I. B. (1975): *Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics*. Springer. Berlin, 439 págs.
- Remondo, J. (2001): *Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. Inédita.
- Remondo, J.; Bonachea, J., y Cendrero, A. (2005b): «A statistical approach to landslide risk modelling at a basin scale: from landslide susceptibility to quantitative assessment. *Landslides*, 2, 321-328.
- Remondo, J.; González, A.; Díaz de Terán, J. R., y Cendrero, A. (2003a): «Landslide susceptibility models utilising spatial data analysis techniques. A case study from the lower Deba Valley, Guipúzcoa (Spain). *Natural Hazards*, 30, 267-279.
- Remondo, J.; González, A.; Díaz de Terán, J. R.; Fabbri, A.; Cendrero, A., y Chung, C. F. (2003b): «Validation of landslide susceptibility maps; examples and applications from a case study in northern Spain. *Natural Hazards*, 30, 437-449.
- Remondo, J.; Soto, J.; González-Díez, A.; Díaz de Terán, J. R., y Cendrero, A. (2005a): «Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas in northern Spain». *Geomorphology*, 66, 69-84.
- Renard, K. G. (1969): «Evaporation from an ephemeral stream bed: discussion». *Journal of Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 95, 2200-2204.
- Renard, K. G. (1970): «The hydrology of semiarid rangeland watersheds». *United States Department Agriculture Research Service Publishing*, 41-162.
- Renard, K. G., y Keppel, R. V. (1966): «Hydrographs of ephemeral streams in the Southwest». *Proceedings of the American Society Civil Engineers*. *Journal of the Hydrology Division*, 92, 33-52.
- Renault, P. (1958): «Éléments de spéléologie karstique». *Annales de Spéléologie*, 13, 23-48.
- Renschler, C. S.; Doyle, M. W., y Thoms, M. (2007): «Geomorphology and ecosystems: Challenges and keys for success in bridging disciplines». *Geomorphology*, 89, 1-8.
- Restrepo, J. D., y Kjerfve, B. (2000): «Magdalena river: interannual variability (1975-1995) and revised water discharge and sediment load estimates». *Journal of Hydrology*, 235, 137-149.
- Rettig, S. L.; Jones, B. F., y Risacher, F. (1980): «Geochemical evolution of brines in the Salar de Uyuni, Bolivia. *Chemical Geology*, 30, 57-79.
- Rhoades, J. D. (1990): «Soil salinity-Causes and controls». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Techniques for Desert Reclamation*. Wiley. Chichester, 109-134.
- Riba, O., y Llamas, M. R. (1962): «Canales de la Violada, Monnegros y Flumen. I Coloquio Internacional sobre las Obras Públicas en terrenos yesíferos. Servicio Geológico de Obras Públicas. Madrid, 23 págs.
- Richards, K. S. (1976): «Channel and flow geometry. *Progress in Physical Geography*, 1, 65-102.
- Richards, K. S. (1982): *Rivers: Form and Process in Alluvial Channels*. Methuen. London, 258 págs.
- Richards, K. S. (1987): «Fluvial Geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 11, 432-457.
- Richardson, C., y Holmud, P. (1996): «Glacial cirque formation in northern Scandinavia». *Annals of Glaciology*, 22, 102-106.
- Ridgwell, A. J. (2003): «Dust in Earth system: the biochemical linking of land, air and sea. *Philosophical Transaction Royal Society*, 360A, 2905-2924.
- Ringwood, A. E. (1974): «The petrological evolution of island arc systems». *Journal of the Geological Society of London*, 130, 183-204.
- Ríos, S., y Sáez, M. T. (2002): «Aludes». En: Ayala, F. J., y Olcina, J. (Eds.): *Riesgos Naturales*. Ariel Ciencia. Barcelona, 411-420.
- Riosalido, R. (coord.) (1996): *Estudio Meteorológico de la Situación del 7 de agosto de 1996 (Biescas)*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 90 págs.
- Risacher, F., y Fritz, B. (2000): «Bromine geochemistry of the salar de Uyuni and deeper salt crust, Central Altiplano, Bolivia. *Chemical Geology*, 167, 373-392.
- Ristic, D. M. (1976): «Water regime of flooded karst poljes». En: Yeryevich, V. (Ed.): *Karst Hydrology and Water Resources Publications*. Fort Collins, C. O., 301-318.
- Ritley, K., y Odontuya, E. (2004): Yardangs and dome dunes northeast of Tavan Har, Gobi, Mongolia. *17th Keck Symposium Volume*. Washington and Lee University. 4 págs.
- Ritter, D. E. (1978): *Process Geomorphology*. W. M. C. Brown, Dubuque. Iowa, 603 págs.
- Rittmann, A. (1962): *Volcanoes and their Activity*. Interscience. New York.
- Rivas, A.; Cabezas, J.; Carrasco, F.; Durán, J. J., y González-Ríos, (2004): «Las cuevas turísticas españolas: un recurso natural de gran interés ecológico, económico y social». En: Andeso, B., y Durán, J. J. (Eds.): *Investigaciones en Sistemas Kársticos Españoles*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 367-384.
- Rives, V., y Vicente, M. A. (1993): «Formas de alteración de la arenisca de Villamayor en distintos microambientes de edificios salmantinos». En: Vicente, M. A.; Molina, E., y Rives, V. (Eds.): *Alteración de Granitos y Rocas Afines*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 75-82.



- Rizzi, A. (2007): Periódico *El País*, 22 de abril de 2007, págs. 36-37.
- Robert, A. (1990): «Boundary roughness in coarse-grained channels». *Progress in Physical Geography*, 14, 42-70.
- Robert, M. (1993): «Role du facteur biologique dans la dégradation des roches et des monuments». En: Vicente, M. A.; Molina, E., y Rivas, V. (Eds.): *Alteración de Granitos y Rocas Afines*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 103-111.
- Robert, M.; Razzaghe, M. K.; Vicente, M. A., y Veneau, G. (1979): «Rôle du facteur biochimique dans l'altération des minéraux silicatés». *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Sol*, 2 y 3, 153-17.
- Roberts, C. R., y Mitchell, C. W. (1987): «Spring mounds in southern Tunisia». En: Frostick, L. E., y Reid, I. (Eds.): *Desert Sediments: Ancient and Modern*. Geological Society of London, Special Publication, 35, 321-336.
- Roberts, N. (1989): *The Holocene*. Blackwell. Oxford, 227 págs.
- Robin, G. De Q.; Drewry, D. J., y Meldrum, D. T. (1977): «International studies of ice sheet and bedrock». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 279, 185-196.
- Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (1992): «Sandstone weathering in the High Atlas, Morocco». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 4, 413-429.
- Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (1994): «Introduction: Advances in rock weathering studies». En: Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley. Chichester, XV-XXI.
- Robock, A. (2002): «Pinatubo eruption: the climatic aftermath». *Science*, 295, 1242-1244.
- Roca, A., y Udías, A. (1976): «Sismicidad y riesgo sísmico de la zona de Cataluña y Pirineos». *Revista de Geofísica*, 35, 183-207.
- Rock-Color Chart (1979): The Geological Society of America. Boulder, Colorado.
- Rockwell, T. K.; Keller, E. A., y Johnson, D. L. (1984): «Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California». En: Morisawa, M., y Hack, T. J. (Eds.): *Tectonic Geomorphology*. Allen and Unwin. Boston, 183-207.
- Rodda, J. C. (1969): «The flood hydrograph». En: Chorley, R. J. (Ed.): *Water, Earth and Man*. Methuen. London, 405-418.
- Rodríguez, A. (1998): *Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su Entorno*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 148 págs.
- Rodríguez, A.; Cáceres, L. M., y Rodríguez, J. (2000): «Dinámica y evolución de flechas litorales: el litoral onubense». En: Andrés, J. R., y Gracia, F. J. (Eds.): *Geomorfología Litoral. Procesos Activos*. Monografía n.º 7 de la Sociedad Española de Geomorfología. Instituto Tecnológico y Geomínero de España. Madrid, 101-113.
- Rodríguez de la Torre, F. (1884): *Los terremotos alicantinos de 1829*. Publicaciones del Instituto de Estudios Alicantinos. Alicante, 323 págs.
- Rodríguez Vidal, J. (1986): *Geomorfología de las Sierras Exteriores Oscenses y su Piedemonte*. Colección de Estudios Altoaragoneses. Huesca, 172 págs.
- Rodríguez, J., y Navascués, L. (1982): «La tafonización de las areniscas miocenas en los alrededores de Huesca». *Tecniterrae*, 19, 7-12.
- Rodríguez-Vidal, J.; Cáceres, L. M.; Finlayson, J. C.; Gracia, F. J., y Martínez-Aguirre, A. (2004): «Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, Southern Iberia». *Quaternary Science Reviews*, 23, 2017-2019.
- Rogers, J. V. (2002): «Recent developments in landslide mitigation techniques». En: Slosson, J. E.; Keene, A. G., y Johnson, J. A. (Eds.): *Landslide/Landslide Mitigation*. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology, vol. 9, 95-118.
- Rogers, R. D., y Schumm, S. A. (1991): «The effect of sparse vegetative cover on erosion and sediment yield». *Journal of Hydrology*, 123, 19-24.
- Roglic, J. (1940): «Geomorphologische studien über das Duvangskupolje in Bosnien». *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 83, 152-177.
- Roglic, J. (1952): «Les surfaces de corrosion dans le karst dinarique». *Proceedings Gen. Assembly, 8th International Congress 17th*. Washington, 366-369.
- Roglic, J. (1960): «Das Verhältnis der Flusserosion zum karstprozess». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 4, 116-128.
- Roglic, J. (1964): «"Karst valleys" in the Dinaric karst». *Erdkunde*, 18, 113-116.
- Roglic, J. (1974): «Les caractères spécifiques du Karst Dinarique». *Memoires et Documents*, C. N. R. S.; 15, 269-278.
- Roglic, J. (1979): «Les caractères spécifiques du karst dinarique». *Memoires et Documents*, 15. Phénomènes Karstiques. C. N. R. S.; Paris, 269-278.
- Rognon, P. (1980): «Pluvial and arid phases in the Sahara: The role of nonclimatic factors». En: Sarnthein, M.; Seibold, E., y Rognon, P. (Eds.): *Palaeoecology of Africa. Sahara and Surrounding Seas*. Balkema. Rotterdam, 45-62.
- Rogowski, A. S.; Khanbilvardi, R. M., y Deangelis, R. J. (1985): «Estimating erosion on plot, field and watershed scales». En: El-Swaifi, S. A.; Moldenhaner, W. C., y Andrew, L. (Eds.): *Soil Erosion and Conservation*. Soil Conservation Society of America, 149-166.
- Rojo, L., y Sánchez, M. C. (1996): *Red de Estaciones Experimentales de Seguimiento y Evaluación de la Erosión y Desertificación (RESEL)*. Catálogo de Estaciones, Proyecto Lucdeme. Dirección General de Conservación de la Naturaleza. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 121 págs.
- Romero, A. (1990): «Itinerario: Vuelta a la Isla. Mirador del Tanque». *Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología*, 5, 323-324.
- Ronov, A. B. (1983): «The Earth's sedimentary shell: Quantitative patterns of its structure, compositions and evolution». *America Geological Institute Reprint Series*, 5, 1-73.
- Roose, E. J. (1973): *Dix-sept années de mesure expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableuse de base Côte d'Ivoire*. Thèse Docteur-Ingenieur. Faculté des Sciences. Université d'Abidjan. ORSTROM. Abidjan.
- Roose, E. J., y Lelong, F. (1976): «Les facteurs de l'érosion hydrique en Afrique tropicale. Etudes sur petites parcelles expérimentales du sol». *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 18, 365-374.
- Roque, C., y Pallí, L. (1998): «Geología de l'Ardenya i Formes Granítics Associades». *Publicacions de l'Institut d'Estudis del Baix Empordà*, 17, 5-42.
- Rosell, J., y Linares, R. (2001): «Grandes deslizamientos en el frente de la lámina cabalgante del Montsec (Sierra del Montsec, Prepirineo central)». *Revista Sociedad Geológica de España*, 14, 255-268.
- Roselló, V. M. (1983): «La revinguda del Xúquer i el desastre de la Ribera (20-21 octubre, 1982): «Una perspectiva geogràfica». *Cuadernos de Geografía*, 32-33, 3-38.



- Rosen, M. R. (1994): «The importance of groundwater in playas: a review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas». En: Rosen, M. R. (Ed.): *Paleoclimate and Basin Evolution of Playa Systems*. Geological Society of America, Special Paper, 289, 1-18.
- Rouse, W. C. (1984): «Flowslides». En: Brunsden, D., y Prior, D. B. (Eds.): *Slope Instability*. Wiley, Chichester, 491-522.
- Roux, A. L. (1982): *Cartographie polythématique appliquée à la gestion écologique des eaux: étude d'un hydrosystème fluvial: le Aut. Rhône français*. Report CNRS. Lyon, 116 págs.
- Rowland, S. K., y Walker, G. P. L. (1990): «Pahoehoe and aa in Hawaii. Volumetric flow rate controls the lava structure». *Bulletin Volcanologie*, 52, 615-628.
- Rozenguet, M., y Haydock, I. (1993): «Freshwater flow diversion and its implications for coastal zone ecosystems». *Transactions of the 58th North American Wildlife and Natural Resources Conference*. Wildlife Management Institute, 287-293.
- Rubiera Torres, J. (2002): «El huracán Mitch: el más desastroso en la historia de centroamérica». En: Hubp, J. L., e Inbar, M. (Eds.): *Desastres naturales en América Latina*. México, 289-314.
- Rubin, D. M. (1990): «Lateral migration on linear dunes in the Strzeleck; Desert, Australia». *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 1-14.
- Rubin, D. M., e Ikeda, H. (1990): «Flume experiments on the alignment of transverse, oblique and longitudinal dunes in directionally varying flows». *Sedimentology*, 37, 673-684.
- Ruhe, R. V. (1975): «Climatic geomorphology and fully developed slopes». *Catena*, 2, 309-320.
- Rupke, N. A. (1970): «Continental drift before 1900». *Nature*, 227, 349-350.
- Russ, D. R. (1982): «Style and significance of surface deformation in the vicinity of New Madrid, MO». *United States Geological Survey Professional Paper*, 1236-H, 95-114.
- Rust, B. R. (1979): «Facies models 2: Coarse alluvial deposits». En: Walker, R. G. (Ed.). *Facies models*. Geoscience Reprint, Series 1, Kitchener, Ontario, Canada, 9-21.
- Rutte, E. (1958): «Kalkruste in Spanien. *Neues Jahrbuch Geologische und Paläontologische*, 106, 52-138.
- Rutter, N. W. (1965): «Foliation pattern of Gulkana glacier, Alaska Range, Alaska». *Journal of Glaciology*, 5, 711-718.
- Rutter, N. W., y Catto, N. R. (Ed.) (1995): *Dating Methods Quaternary Deposits*. Geological Association of Canada. Geotext 2. St. John's. New foundland, 308 págs.
- Ruxton, B. P. (1958): «Weathering and sub-surface erosion in granite at the piedmont angle, Balos Sudan». *Geological Magazine*, 95, 353-377.
- Ruxton, B. P. (1967): «Slope wash under nature primary rainforest in northern Papua». En: Jennings, J. N., y Mabbutt, J. A. (Eds.): *Landform Studies from Australia and New Guinea*. Cambridge University Press. London, 85-94.
- Ruxton, B. P., y Berry, L. (1957): «Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong». *Bulletin of the Geological Society*, 68, 1263-1292.
- Ruxton, B. P., y Berry, L. (1961): «Weathering profiles and geomorphic position on granite in two tropical regions». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 12, 16-31.
- Ryan, J. W., y Ma. C. (1998) NASA-ESFC Geodetic VLBI Program, a twenty-year retrospective: Geodesy and Global change. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23, 1041-1052.
- Sack, D. (1994): «Geomorphologic evidence of climate change from desert-basin paleolakes». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman and Hall. London, 616-630.
- Sakamoto-Arnold, C. M. (1981): «Eolian features produced by the December, 1977 windstorm, southern San Joaquin Valley, California». *Journal of Geology*, 89, 129-137.
- Sala, M. (1988): «Slope runoff and sediment production in two mediterranean mountain environments. *Catena Supplement*, 12, 13-29.
- Salas, R. (1993): *Análisis de las variaciones climáticas holocenas en la Región Cantábrica, a partir de estudios palinológicos; influencia de la degradación diferencial del polen en las interpretaciones paleoclimáticas*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 583 págs. Inédita.
- Salas, R. (1995): «Los estudios polínicos en España, utilizados en la reconstrucción climática de los últimos 10.000 años». *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe*, 20, 67-98.
- Salinas, J. L. (1988): «Riesgos ligados a arcillas expansivas». En: Ayala, F. J.; Durán, J. J., y Peinado, T. (Eds.): *Riesgos Geológicos*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 295-304.
- Salomon, J. N. (2000): *Précis de Karstologie*. Presses Universitaires de Bordeaux. Bordeaux, 250 págs.
- Salomon, J. N. (2005): «La spécificité des karsts tropicaux». En: Salomon, J. N., y Pulina, M. (Eds.): *Les Karsts des Régions Climatiques Extrêmes*. Karstología, Memoires, 14, 103-156.
- Sambrook Smith, G.; Best, J. L.; Bristow, C. S., y Petts, G. E. (2006): «Braided rivers: where have we come in 10 years? Progress and future needs». En: Sambrook Smith, G.; Best, J. L.; Bristow, C. S., y Petts, G. E. (Eds.): *Braided Rivers. Process, Deposits, Ecology and Management*. Special Publication Number 36. International Association of Sedimentologists. Blackwell. Malden, 1-10.
- Sanches Furtado, A. F. A. (1968): «Altération des granites dans les régions intertropicales sous différents climats. *9th International Congress of Soil Science*, 4, 403-409.
- Sánchez, J. A.; Martínez, F. J.; Floría, E., y Schumann, S. (1993): «Hydrogeological characterization of the Monegros Lakes». En: Gutiérrez, M.; Sancho, C., y Benito, G. (Eds.): *Second Intensive Course on Applied Geomorphology: Arid Regions*. Zaragoza, 245-252.
- Sánchez-Arcilla, A.; Jiménez, J. A., y Valdemoro, H. (1998): «The Ebro Delta: morphodynamics and vulnerability». *Journal of Coastal Research*, 14, 754-752.
- Sancho, C., y Benito, G. (1990): «Factors controlling tafoni weathering in the Ebro Basin (NE Spain)». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34, 165-177.
- Sancho, C., y Gutiérrez, M. (1990): «Análisis morfométrico de la tafonización de la arenisca de Peraltila (Anticlinal de Barbastro, Depresión del Ebro): «Influencia de los factores mineralógicos-texturales. *Cuaternario y Geomorfología*, 4, 131-145.
- Sancho, C., y Gutiérrez, M. (1993): «Geomorphological features of the Bujalaroz salt lakes. *Second Intensive Course of Applied Geomorphology: Arid Regions*, 241-243. Universidad de Zaragoza.
- Sancho, C., y Meléndez, A. (1992): «Génesis y significado ambiental de los caliches pleistocenos de la región del Cinca (Depresión del Ebro)». *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5, 81-93.



- Sancho, C.; Gutiérrez, M., y Peña, J. L. (1991): «Erosion and sedimentation during the upper Holocene in the Ebro Depression: Quantification and environmental significance». En: Sala, M.; Rubio, J. L., y García Ruiz, J. M. (Eds.): *Soil Erosion Studies in Spain*. Geoforma. Logroño, 219-228.
- Sancho, C.; Gutiérrez, M.; Peña, J. L., y Burillo, F. (1988): «A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets (Central Ebro Basin, Spain). *Catena Supplement*, 13, 139-146.
- Sancho, C.; Meléndez, A.; Signes, M., y Bastida, J. (1992): «Chemical and mineralogical characteristics of Pleistocene caliche deposits from the Central Ebro basin. *Clay Minerals*, 27, 293-308.
- Sanjaume, E. (1985): *Las Costas Valencianas. Sedimentología y Geomorfología*. Sección de Geografía. Universidad de Valencia. Valencia, 505 págs.
- Sanjurjo, J., y Alves, C. A. S. (2006): «Degradación de rocas graníticas empleadas como material de construcción en edificios de A Coruña (NW España)». *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 31, 11-28.
- Santanach, P. (2001): «Fallas activas en España: tasas de movimiento y recurrencia sísmica». En: Capote, R., y Martínez, J. J. (Eds.): *El Riesgo Sísmico. Prevención y Seguro*. Consorcio de Compensación de Seguros. Madrid, 119-137.
- Santer, B. D.; Wigley, T. M. L.; Barnett, T. P., y Anyamba, B. (1996): «Detection of climatic change and attribution of causes». En: Houghton, J. T. et al. (Eds.): *Climate Change 1995. The Science of Climatic Change*. Cambridge University Press. Cambridge, 406-443.
- Sanz, C. (1988): *El Relieve del Guadarrama Oriental*. Comunidad de Madrid. Consejería de Política Territorial. Madrid, 547 págs.
- Sarin, M. M.; Krishnaswami, S.; Dilli, K.; Somayajulu, B. L. K., y Moore, W. S. (1989): «Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal». *Acta Geochimica et Cosmochimica*, 53, 997-1009.
- Sarnthein, M. (1978): «Sand deserts during the last glacial maximum and climatic optimum». *Nature*, 272, 43-46.
- Sarnthein, M., y Walger, K. (1974): «Der äolische Sandstrom aus der W-Sahara zur Atlantikküste. *Geologische Rundschau*, 63, 1065-1087.
- Satake, K.; Okal, E. A., y Borrero, J. C. (Eds.) (2007): *Tsunami and its hazards in the Indian and Pacific Ocean*. Birkhäuser. Basel, 631 págs.
- Saunders, I., y Young, A. (1983): «Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation». *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 473-501.
- Sauro, U. (1996): «Geomorphological aspects of gypsum karst with special emphasis on exposed karst». *International Journal of Speleology*, 25, 105-114.
- Sauro, U. (2005): «Closed depressions». En: Culver, D. C., y White, W. B. (Eds.): *Encyclopedia of Caves*. Elsevier. Amsterdam, 108-127.
- Savat, J., y Poesen, J. (1981): «Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. Part I. The calculation of absolute data on detachability and transportability. *Catena*, 8, 1-17.
- Savignar, R. A. G. (1952): «Some observations on slope development in South Wales». *Transactions of the Institute of British Geographers*, 18, 31-51.
- Savignar, R. A. G. (1956): «Technique and terminology in the investigation of slope forms. *Slopes Commission Report*, 1, 66-75.
- Savignar, R. A. G. (1960): «Slopes and hills in West Africa». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 1, 156-171.
- Scambos, T. A.; Hulbe, C.; Fahnestock, M., y Bohlander, J. (2000): «The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula». *Journal of Glaciology*, 46, 516-530.
- Scarth, A. (1994): *Volcanoes*. UCL Press, London, 273 págs.
- Schackelton, N. J., y Opdyke, N. D. (1973): «Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  and  $10^6$  year scale». *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Schackelton, N. J., y Opdyke, N. D. (1976): «Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene». En: Cline, R. M., y Hays, R. D. (Eds.): *Investigation of Late Quaternary Paleoclimatology and Paleogeography*. Memoirs of the Geological Society of America, 145, 449-464.
- Schäfer, W. (1973): «Der Oberhein, sterbende Landschaft?». *Natur Museum*, 103, 1-29.
- Scheffer, M. Carpenter, S.; Foley, J. A.; Folke, C., y Walker, B. (2001): «Catastrophic shifts in ecosystems». *Nature*, 413, 591-596.
- Scheidegger, A. E. (1965): «The algebra of stream-order numbers». *United States Geological Survey Professional Paper*, 525B, B-187-189.
- Scheidegger, A. E. (1961): *Theoretical Geomorphology*. Springer. Berlin, 333 págs.
- Scheidegger, A. E.; Schumm, S. A., y Fairbridge, R. W. (1968): «Badlands». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson and Ross. Strousburg, 43-48.
- Schellmann, W. (1977): «The formation of lateritic silicate bauxites and criteria for their exploration and assessment of deposits. *Natural Resources Development*, 5, 119-134.
- Schellmann, W. (1981): «Considerations on the definition and classification of laterites». En: Proceedings International Seminar on Lateritisation Processes, Trivandrum. *Lateritisation Processes*. Balkema. Rotterdam, 1-10.
- Shick, A. P. (1974): «Alluvial fans and desert roads-a problem in applied geomorphology». *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. VI. III, Folge* 29, 418-425.
- Shick, A. P. (1995): «Fluvial processes on an urbanizing alluvial fan: Eilat, Israel». *Geophysical Monograph*, 89, 209-218.
- Schick, A. P.; Lekach, J., y Hassan, M. A. (1987): «Vertical exchange of coarse bedload in desert streams». En: Frostick, L. E., y Reid, I. (Eds.): *Desert Sediments: Ancient and Modern*. Geological Society of London, Special Publication 35. Oxford, 7-16.
- Schick, A. P.; Lekach, J., y Hassan, M. A. (1987): «Vertical exchange of coarse bedload in desert streams». En: Frostick, L. E., y Reid, I. (Eds.): *Desert Sediments: ancient and modern*. Geological Society of London, Special Publication 35. Blackwell. Oxford, 7-16.
- Schiermeir, Q. (2007): «What we don't know about climate change? *Nature*, 445, 580-581.
- Schimel, D.; Alves, D.; Enting, I.; Heimann, M. et al.; (1996): «Radiative forcing of climate change». En: Houghton, J. T.;



- Meira Filho, L. G.; Callander, B. A.; Harris, N.; Kattenberg, A., y Maskell, K. (Eds.): *Climate Change 1995. The Science of Climatic Change*. Cambridge University Press. Cambridge, 65-131.
- Schipull, K. (1980): «Die Cedar Mesa -Schichtstufe aus dem Colorado Plateau -ein Beispiel für die Morphodynamik arider Schichtstufen». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24, 318-331.
- Schmidt, K. H. (1980): «Eine neue Methode zur Ermittlung von Stufenrückwanderungsrate, dargestellt am Beispiel der Black Mesa Schichtstufen, Colorado Plateau, USA». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24, 180-191.
- Schmidt, K. H. (1987): «Factors influencing structural landform dynamics on the Colorado Plateau about the necessity of calibrating theoretical models by empirical data. *Catena Supplement*, 10, 51-66.
- Schmidt, K. H. (1988): «Rates of scarp retreat: a means of dating neotectonic activity». En: Jacobshagen, V. H. (Ed.): *The Atlas System of Morocco Studies on its Geodynamic Evolution*. Lecture Notes in Earth Science, 15. Berlin, 445-462.
- Schmidt, K. H. (1989a): «Talus and pediment flatirons - erosional and depositional features of dryland cuesta scarps. *Catena Supplement*, 14, 107-118.
- Schmidt, K. H. (1989b): «The significance of scarp retreat for Cenozoic landform evolution on the Colorado Plateau, USA». *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 93-105.
- Schmidt, K. H. (1994): «Hillslopes as evidence of climatic change». En: Abrahams, A. D., y Parsons, J. (Eds.): *Geomorphology of Deserts Environments*. Chapman & Hall. London, 553-570.
- Schmidt, K. H. (1996): «Talus and pediment flatirons-indicators of climatic change on scarp slope on the Colorado Plateau, USA». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 103, 135-158.
- Schmincke, H. W. (2004): *Volcanism*. Springer, Berlín, 324 págs.
- Schumm, S. A. (1956a): «Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy». New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, 597-646.
- Schumm, S. A. (1956b): «The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes». *American Journal of Science*, 254, 693-706.
- Schumm, S. A. (1962): «Erosion on miniature pediments in Badlands National Monument». South Dakota. *Bulletin of the Geological Society of America*, 73, 719-724.
- Schumm, S. A. (1963a): «Rates of surficial rock creep on hillslopes in western Colorado». *Science*, 155, 560-561.
- Schumm, S. A. (1963b): «Sinuosity of alluvial rivers of the Great Plains». *Bulletin of the Geological Society of America*, 74, 1089-1100.
- Schumm, S. A. (1964): «Seasonal variations of erosion rates and processes on hillslopes in western Colorado». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band*, 5, 215-238.
- Schumm, S. A. (1965): «Quaternary paleohydrology». En: Wright, H. E., y Frey, D. G. (Eds.): *The Quaternary of the United States*. Princeton University Press. Princeton, 783-794.
- Schumm, S. A. (1968): «River adjustment to altered hydrologic regime, Murrumbidgee River and paleochannels». *United States Geological Survey Professional Paper*, 598.
- Schumm, S. A. (1969): «Geomorphic implications of climatic changes». En: Chorley, R. J. (Ed.): *Water, Earth and Man*. Methuen. London, 525-534.
- Schumm, S. A. (1973): «Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems». En: Morisawa, M. (Ed.): *Fluvial Geomorphology*, George Allen and Unwin. London, 299-310.
- Schumm, S. A. (1975): «Episodic erosion: a modification of the geomorphic cycle». En: Molhorn, W., y Flemal, R. (Eds.): *Theories of Landform Development*. Allen and Unwin. London, 69-85.
- Schumm, S. A. (1977): *The Fluvial System*. Wiley. New York, 338 págs.
- Schumm, S. A. (1979): «Geomorphic thresholds: the concept and its applications». *Transactions of Institute of British Geographers*, 4, 485-515.
- Schumm, S. A. (1981): «Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications». *Society of Economic, Palaeontologists and Mineralogists. Special Publication* 31, 19-29.
- Schumm, S. A. (1985a): «Explanation and extrapolation in geomorphology: seven reasons for geologic uncertainty». *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, 6, 1-18.
- Schumm, S. A. (1985b): «Patterns of alluvial rivers». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13, 5-27.
- Schumm, S. A. (1986): «Alluvial river response to active tectonics. In: *Active Tectonics: Studies in Geophysics*. National Academic Press. Washington, 80-94.
- Schumm, S. A. (1991): *To Interpret the Earth: Ten Ways to be Wrong*. Cambridge University Press. Cambridge, 133 págs.
- Schumm, S. A. (1999): «Causes and Controls of Channel Incision». En: Darby, S. E., y Simon, A. (Eds.): *Incised River Channels*. Wiley. Chichester, 19-23.
- Schumm, S. A. (2004): «Threshold, Geomorphic». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 1051-1052.
- Schumm, S. A. (2005): *River Variability and Complexity*. Cambridge University Press. Cambridge, 220 págs.
- Schumm, S. A. Harvey, M. D., y Watson, C. C. (1984): *Incised Channels: Morphology, Dynamics and Control*. Water Resources Publications. Littleton, Colorado, 200 págs.
- Schumm, S. A. Mosley, M. P., y Weaver, W. E. (1987): *Experimental Fluvial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 413 págs.
- Schumm, S. A., y Chorley, R. J. (1966): «Talus weathering and scarp recession in the Colorado Plateau». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 10, 11-36.
- Schumm, S. A., y Hadley, R. F. (1957): «Arroyos and the semiarid cycle of erosion». *American Journal of Science*, 255, 161-174.
- Schumm, S. A., y Khan, H. R. (1972): «Experimental study of channel patterns». *Geological Society of America Bulletin*, 83, 1755-1770.
- Schumm, S. A., y Lichty, R. W. (1963): «Channel widening and flood plain construction along Cimarron river in south-western Kansas». *United States Geological Survey Professional Paper*, 352D, 71-88.
- Schumm, S. A., y Lichty, R. W. (1965): «Time, space and causality in geomorphology». *American Journal of Science*, 263, 110-119.
- Schumm, S. A., y Lusby, G. C. (1963): «Seasonal variation of infiltration capacity and runoff on hillslopes in western Colorado». *Journal of Geophysical Research*, 68, 3655-3666.
- Schumm, S. A.; Dumont, J. F., y Holbrook, J. M. (2000) *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press. Cambridge, 276 págs.
- Schunke, E. (1974): «Formungsvorgänge an schneeflecken im isländischen Hochland». En: Poser, H. (Ed.): *Geomorphology*



- gische Prozesse und Prozesskombinationen in der Gegenwart unter Verschiedenen Klimabedingungen. Akademie Wissenschaften zu Göttingen Abh.; Math.-Phys.; 29, 274-286.
- Schunke, E. (1975): *Die periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und substrat*. Akademie Wissenschaften zu Göttingen, Math.-Phys.; Kl. Folge 3, 30, 273 págs.
- Schunke, E., y Zoltai, S. C. (1988): «Earth hummocks (thufur)». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley. Chichester, 231-245.
- Schuster, R. L. (1996): «The 25 most catastrophic landslides of the 20th century». En: Chacón, J.; Irigaray, C., y Fernández, F. (Eds.): *Landslides*. Balkema. Róterdam, 53-62.
- Schuster, R. L., y Fleming, R. W. (1996): «Socioeconomic Significance of landslides and mudflows». En: Kozlouskii, E. A. (Ed.): *Landslides and Mudflows*. UNESCO/UNEP. Moscow, 131-141.
- Schwarz, H. E.; Enel, W. J.; Dickens, P.; Rogers, P., y Thompson, J. (1990): «Water quality and flows». En: Turner, B. L.; Clark, W. C.; Kates, R. W.; Matthews, J. T., y Meyer, W. B. (Eds.): *The Earth as Transformed by Human Action*. Cambridge University Press. Cambridge, 253-270.
- Schwarzbach, M. (1967): «Islandische wasserfälle und eire genetische systematik des wasserfalles überhaupt». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 11, 377-417.
- Science (2002): «The science of climate change. Editorial Science», 292, 1261.
- Scoging, H. (1989): «Run-off generation and sediment mobilization by water». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*, Belhaven Press. London, 87-116.
- Segura, F. S. (1990): *Las Ramblas Valencianas*. Departamento de Geografía. Universidad de Valencia, 229 págs.
- Seijmonsbergen, A. C.; Woning, M. P.; Verhoef, P. N. W., y de Graaff, L. W. S. (2005): «The failure mechanism of a Late Glacial Sturzstrom in the Subalpine Molasse (Leckner Valley, Voralberg, Austria)». *Geomorphology*, 66, 277-286.
- Selby, M. J. (1972): «Antarctic tors». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 13, 73-86.
- Selby, M. J. (1977): «Bornhardts of the Namib Desert». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21, 1-13.
- Selby, M. J. (1982): «Controls on the stability and inclinations of hillslopes formed on hard rock». *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 449-467.
- Selby, M. J. (1985): *Earth's Changing Surface*. Clarendon Press. Oxford, 607 págs.
- Selby, M. J. (1993): *Hillslope Materials and Processes*. Oxford University Press. Oxford, 451 págs.
- Selby, M. J.; Hendy, C. H., y Seely, M. K. (1979): «A late Quaternary lake in the central Namib Desert, southern Africa, and some implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 26, 37-41.
- Self, S. (2005): «Effects of volcanic eruptions on the atmosphere and climate». En: Martí, J., y Ernst, G. J. (Eds.): *Volcanoes and the Environment*. Cambridge University Press. Cambridge, 152-174.
- Seppälä, M. (1988): «Palsas and related forms». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley. Chichester, 247-278.
- Seppälä, M. (2004): *Wind as a Geomorphic Agent in Cold Climates*. Cambridge University Press. Cambridge, 358 págs.
- Seppälä, M., y Lindé, K. (1978): «Wind tunnel studies of ripple formation». *Geografiska Annaler*, 60A, 29-40.
- Serrano, E., y Agudo, C. (1998): «Glaciares rocosos activos de los Pirineos». En: Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, L.; Schulte, A., y García Navarro, A. (Eds.): *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicaciones de la Universitat de Barcelona. Barcelona, 133-154.
- Serrano, E.; Angulo, C., y González Trueba, J. J. (2002): «El dominio de alta montaña periglaciaria en el Macizo del Posets (Pirineo aragonés)». En: Serrano, E., y García, A. (Eds.): *Periglaciario en Montaña y Altas Latitudes*. Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid, 163-184.
- Serrat, D. (1977): *Estudio Geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal-Costabona)*. Tesis Doctoral. Departamento de Geomorfología y Tectónica. Universitat de Barcelona, 222 p (Inédita).
- Serrat, D. (1979): «Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees». En: Schlüchter, Ch. (Ed.): *Moraines and Varves. Origin, Genesis, Classification*. Balkema. Rotterdam, 93-100.
- Servant, M., y Servant-Vildary, S. (1980): «L'environnement Quaternaire du bassin du Tchad». En: Williams, M. A. J., y Faure, H. (Eds.): *The Sahara and the Nile*, Balkema. Rotterdam, 133-162.
- Shackleton, N. J., y Kennett, J. P. (1975): «Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281». En: Kennett, J. P.; Houtz, R. E.; Andrews, P. B.; Edwards, A. R. et al. (Eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, n.º 29. U. S. Government Printing Office. Washington, D. C.
- Shackleton, N. J., y Opdyke, N. D. (1973): «Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific Core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene. En: Cline, R. M., y Hays, R. D. (Eds.): *Investigation of Late Quaternary Paleooceanography and Paleoclimatology*. Memoirs of the Geological Society of America, vol. 145, 449-464.
- Shalem, N. (1962): «The karst in the salt mountain of Sodom (Dead Sea)». *Proceedings and International Congress Speleology*, 1, 353-359.
- Sharma, P. R. (Ed.): *Applied Geomorphology in the Tropics*. Rishi Publications. Varanasi, India, 182 págs.
- Sharon, D. (1962): «On the nature of hamadas in Israel». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 6, 129-147.
- Sharp, A. D.; Trudgill, S. T.; Cooke, R. U.; Price, C. A.; Crabtree, R. W.; Pickle, A. M., y Smith, D. I. (1982): «Weathering of balustrade on St. Paul's Cathedral, London». *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 387-389.
- Sharp, M. J. (1982): «Modification of clasts in lodgement tills by glacial erosion». *Journal of Glaciology*, 28, 475-481.
- Sharp, R. P. (1940): «Geomorphology of the Ruby-East Humboldt Range». Nevada. *Bulletin of the Geological Society of America*, 51, 337-372.
- Sharp, R. P. (1942a): «Soil structures in the St. Elias Range, Yukon Territory». *Journal Geomorphology*, 5, 274-304.
- Sharp, R. P. (1942b): «Periglacial involutions in northeastern Illinois». *Journal of Geology*, 50, 113-133.
- Sharp, R. P. (1949): «Pleistocene ventifacts east of the Bighorn Mountains, Wyoming». *Journal of Geology*, 57, 175-195.
- Sharp, R. P. (1958): «Malaspina Glacier». Alaska. *Bulletin of the Geological Society of America*, 69, 617-646.
- Sharp, R. P. (1960): *Glaciers*. Condon Lecture Publishing, University Oregon Press. Eugene, 78 págs.



- Sharp, R. P. (1963): «Wind ripples». *Journal of Geology*, 71, 617-636.
- Sharp, R. P. (1964): «Wind-driven sand in the Coachella valley». California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 75, 785-804.
- Sharp, R. P. (1980): «Wind-driven sand in Coachella Valley, California: further data». *Bulletin of the Geological Society of America*, 91, 724-730.
- Sharp, R. P. (1988): *Living Ice*. Cambridge University Press. Cambridge, 225 págs.
- Sharpe, C. F. S. (1938): *Landslides and Related Phenomena*. Columbia University Press. New York, 138 págs.
- Sharpe, D. R. (1987): «The stratified nature of drumlins from Victoria Island and southern Ontario». En: Menzies, J., y Rose, J. (Eds.): *Drumlin Symposium*, Balkema. Rotterdam, 185-214.
- Shaw, P. A., y Thomas, D. S. G. (1993): «Geomorphological processes, environmental change and landscape sensitivity in the Kalahari Region of Southern Africa». En: Thomas, D. S. G., y Allison, R. J. (Eds.): *Landscape Sensivity*, Wiley. Chichester, 83-96.
- Shaw, P. A., y Thomas, D. S. G. (1997): «Pans, playas and salt lakes». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands*. Wiley. Chichester, 293-317.
- Shen, H. W., y Schumm, S. A. (1981): «Methods for assessment of stream-related hazards to highways and bridges. *Federal Highway Administration, Office of Research and Development Report FHWA/RD'80/160*.
- Shepard, F. P. (1948): *Submarine Geology*. Harper, New York, 348 págs.
- Shepard, F. P. (1959): *The Earth Beneath the Sea*. Oxford University Press. London, 275 págs.
- Sherard, J. L. (1992): «Embankment dam craking». En: Sherard, J. L.; Sukhmander, J., y Singh, V. P. (Eds.): *Embankment Dams: James L. Sherard contributions. American Society Safety Engineering Geotechnical, Special Publication*, 32, 271-353.
- Sherard, J. L., y Decker, R. S. (1977): «Summary-Evaluation of Symposium on dispersive clays». En: Sherard, J. L.; Decker, R. S. (Eds.): *Dispersive clays, related piping, and erosion in geotechnical projects*. American Society for Testing and Materials, 623, 467-479.
- Sherard, J. L.; Decker, R. S., y Ryker, N. L. (1972a): «Piping in earth dams of dispersive clay». *Proceedings of American Society Civil Engineering. Special Conference on Performance of Earth and Earth-supported Structures*, 1, 589-626.
- Sherard, J. L.; Decker, R. S., y Ryker, N. L. (1972b): «Hydraulic fracturing in low dams of dispersive clay». *Proceedings of American Society Civil Engineering. Special Conference on Performance of Earth and Earth-supported Structures*, 653-689.
- Sherard, J. L.; Dunningan, L. P., y Decker, R. S. (1976): «Identification and nature of dispersive soils. American Society Civil Engineering». *Journal Geotechnical Engineering Division Proceedings*, 102, 287-301.
- Sheridan, D. (1981): *Problems of Desertification of the United States*. Council Environmental Quality, 142 págs.
- Sheridan, M. F., y Wohleta, K. H. (1981): «Hydrovolcanic explosions: The systematics of water pyroclast equilibrium». *Science*, 212, 1387-1384.
- Sheridan, M. F., y Wohleta, K. H. (1983): «Hydrovolcanism: Basic considerations and review». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 1-29.
- Sherman, G. D. (1952): «The genesis and morphology of the alumina-rich laterite clays». En: *Problems of clay and Laterite Genesis*. American Institute of mining and Metallurgical. New York, 154-161.
- Shick, A. P. (1971): «A desert flood: physical characteristics; effects of man, geomorphic significances, human adaptation-a case study of the southern Arava watershed. *Jerusalem Studies in Geography*, 2, 91-155.
- Shick, A. P. (1974): «Alluvial fans and desert roads-a problem in applied geomorphology». *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. VI, III, Folge* 29, 418-425.
- Shick, A. P. (1988): «Hydrologic aspects of floods in extreme arid environments». En: Baker, V. R.; Craig Kochel, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley. New York, 189-203.
- Shick, A. P. (1995): «Fluvial processes on an urbanizing alluvial fan: Eilat, Israel». *Geophysical Monograph*, 89, 209-218.
- Shick, A. P. (Ed.) (1992): *Surficial Processes and Landscape Evolution: Rift Valley and Arid Terrains*. Laser Pages Publishing Ltd.. Jerusalem, 191 págs.
- Shopov, Y. Y. (2004): «Dating of karst landforms». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 281-283.
- Short, N. M., y Blair, R. W. (1986): *Geomorphology from Space. A Global Overview of Regional Landforms*. National Aeronautics and Space Administration. Washington, 717 págs.
- Shreve, R. L. (1975): «The probabilistic-topology approach to drainage basin geomorphology. *Geology*, 3, 527-529.
- Shroder, J. F. Jr. (1980): «Dendrogeomorphology. Review and new techniques of the tree-ring dating. *Progress in Physical Geology*, 4, 161-188.
- Siegert, M. J. (2005a): «Reviewing the origin of subglacial Lake Vostok and its sensitivity to ice sheet changes. *Progress in Physical Geography*, 29, 156-170.
- Siegert, M. J. (2005b): «Lakes beneath the ice sheet: The occurrence, analysis and future exploration of Lake Vostok and of the Antarctic subglacial lakes». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 215-245.
- Sigurdsson, H. (2000): «Introduction». En: Sigurdsson, H. (Ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. San Diego, 1-13.
- Sigurdsson, H.; Carey, S.; Cornell, W., y Pescatore, T. (1985): «The eruption of Vesubius in AD 79. *National Geographic Research*, 1, 332-387.
- Sillières, P. (1997): «Baelo Claudia: Una ciudad romana de la Bética. Junta de Andalucía-Casa de Velásquez. Madrid.
- Silva, P. G. (1994) *Evolución Geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno Superior hasta la Actualidad: Geotectónica y Geomorfología*. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense-Tesis Doctoral (Inédita). Madrid.; 642 págs.
- Silva, P. G., y Harvey, A. M. (1991): «Actividad tectónica cuaternaria y desarrollo geomorfológico de abanicos aluviales en la Depresión del Guadalentín (Murcia). *Abstracts VIII Reunión del Cuaternario Ibérico*. Valencia, 17-19.
- Silva, P. G.; Borja, F.; Zazo, C.; Goy, J. L.; Bardají, T.; De Luque, L.; Lario, J., y Dario, C. J. (2005): «Archaeoseismic record at the ancient Roman City of Baelo Claudia (Cádiz, south Spain)». *Tectonophysics*, 408, 129-146.



- Silva, P. G.; González-Hernández, F. M.; Goy, J. L.; Zazo, C., y Carrasco, P. (2001): «Paleoseismicity and historical seismicity in the Mallorca Island (Balears, Spain): «A preliminary approach». *Acta Geológica Hispánica*, 36, 245-266.
- Silva, P. G.; Goy, J. L., y Zazo, C. (1992c): «Características estructurales y geométricas de la zona de la Falla de Lorca-Alhama». *Geogaceta*, 12, 7-11.
- Silva, P. G.; Goy, J. L.; Somoza, L.; Zazo, C., y Bardají, T. (1993): «Landscape responses to strike-slip faulting linked to collisional setting: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics (SE Spain)». *Tectonophysics*, 224, 289-303.
- Silva, P. G.; Goy, J. L.; Zazo, C., y Bardají, T. (2003): «Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity». *Geomorphology*, 250, 203-226.
- Silva, P. G.; Goy, J. L.; Zazo, C.; Bardají, T.; Lario, J.; Somoza, L.; Luque, L.; González-Hernández, F. M. (2006): «Neotectonic fault mapping at the Gibraltar Strait Tunnel area, Boloria Bay (South Spain)». *Engineering Geology*, 84, 31-47.
- Silva, P. G.; Goy, J. L.; Zazo, C.; Bardají, T.; Somoza, L., y Dabrio, C. J. (1992b): «Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. *Actas III Congreso Geológico de España*, T.2, 96-100.
- Silva, P. G.; Harvey, A.; Zazo, C., y Goy, J. L. (1992a): «Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentin Depression (Murcia, SE España)». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36, 325-341.
- Simanton, J. R. Rawitz, E., y Shirley, E. (1984): «Effects of rock fragments on erosion of semiarid rangeland soils. *Soil Science Society of America Special Publication*, 13, 65-72.
- Simkin, T., Siebert, L. y Blong, R. (2001): «Policy form: disasters-lessons from the historical record». *Science*, 291, 255.
- Simkin, T., y Siebert, L. (1994): *Volcanoes of the World*. Smithsonian Institution and Geoscience Press. New York.
- Simmons, D. B., y Richardson, E. V. (1966): «Resistance to flow in alluvial channels». *United States Geological Survey Professional Paper*, 422J.
- Simon, A., y Darby, S. (1999): «The nature and significance of incised river channels». En: Darby, S., y Simon, A. (Eds.): *Incised River Channels*. Wiley. Chichester, 3-18.
- Simón, J. L. (1983): «La distensión plio-cuaternaria de la Cadena Ibérica oriental. Mapa de contornos estructurales de la península fundamental deformada». *Boletín Geológico y Minero*, 94, 496-502.
- Simonett, D. S. (1967): «Landslides distribution and earthquakes in the Bewanni and Toricelli Mountains, New Guinea, a statistical analysis». En: Jennings, J. N., y Mabbutt, J. A. (Eds.): *Landform studies from Australia and New Guinea*. Cambridge University Press. London, 64-84.
- Simonett, D. S. (1968): «Cuesta». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Halsted Press. Stroudsburg, Pennsylvania, pág. 233.
- Simons, F. S., y Eriksen, G. E. (1953): «Some desert features of northwest central Perú». *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 26, 229-245.
- Sinclair, W. C. (1982): «Sinkhole development resulting from ground-water withdrawal in the Tampa Area, Florida». *United States Geological Survey. Water Resources Invest.* 81-150.
- Singer, A. (1979/1980): «The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles». *Earth-Science Reviews*, 15, 303-326.
- Singh, G. (1971): «The Indus valley culture seen in context of post-glacial climate and ecological studies in northwest India. *Archaeology and Anthropology in Oceania*, 6, 177-189.
- Singh, H.; Parkash, B., y Gohain, K. (1993): «Facies and analysis of the Kosi megafans deposits». *Sedimentary Geology*, 85, 87-113.
- Singh, V. P. (1996): *Dam Break Modelling Technology*. Kluwer. Dordrecht, 242 págs.
- Sirvent, J.; Desir, G.; Gutiérrez, M.; Sancho, C., y Benito, G. (1997): «Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE-Spain)». *Geomorphology*, 18, 61-75.
- Sivarajasingham, S.; Alexandre, L. T.; Cady, J. G., y Cline, M. G. (1962): «Laterite. *Advances in Agronomy*, 14, 1-60.
- Skempton, A. W., y Hutchinson, J. N. (1969): «Stability of natural slopes and embankment foundations». En: *Seventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, State of Art Volume, Mexico City, 291-340.
- Skina, R., y Friend, P. J. (1994): «River systems and their sediment flux, Indo-Genetic Plains, northern Bihar, India». *Sedimentology*, 41, 27-52.
- Slaymaker, O. (2000) (Ed.): *Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*. Wiley. Chichester, 322 págs.
- Small, R. J. (1970): *The Study of Landforms. A Textbook of Geomorphology*. Cambridge University Press. Cambridge, 502 págs.
- Small, R. J. (1987): «Englacial and supraglacial sediment: transport and deposition». En: Gurnell, A. M., y Clark, M. J. (Eds.): *Glacio-Fluvial Sediment Transfer-an Alpine Perspective*, John Wiley. Chichester, 111-145.
- Smalley, I. J. (1972): «The interaction of great rivers and large deposits of primary loess». *Transactions of the New York Academy of Sciences*, 34, 534-542.
- Smalley, I. J. (1990): «Possible formation mechanisms for the modal coarse-silt quartz particles in loess». *Quaternary International*, 7/8, 23-27.
- Smalley, I. J. (1995): «Maxing the material: the formation of silt-sized primary mineral particles for loess deposits». *Quaternary Science Reviews*, 14, 645-651.
- Smalley, I. J., y Piotrowski, J. A. (1987): «Critical strength/stress ratios at the ice-bed interface in the drumlin forming process: From "dilatancy" to cross-over». En: Menzies, J., y Rose, J. (Eds.): *Drumlin Symposium*, Balkema. Rotterdam, 81-86.
- Smalley, I. J., y Unwin, D. J. (1968): «The formation and shape of drumlins and their distribution and orientation in drumlin fields». *Journal of Glaciology*, 7, 377-390.
- Smart, C., y Worthington, S. R. H. (2004b): «Water tracing». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 769-771.
- Smart, C., y Worthington, S. R. H. (2004a): «Springs». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 699-703.
- Smith, B. J. (1978): «The origin and geomorphic implications of cliff foot recesses and tafoni on limestone hamadas in the northwest Sahara». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22, 21-43.



- Smith, B. J. (1994): «Weathering processes and forms». En: Abrahams, A. D., y Parson, J. P. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman and Hall. London, 39-63.
- Smith, B. J., y Warke, P. (1997): «Controls and uncertainties in the weathering environment». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*. Wiley. Chichester, 41-54.
- Smith, B. J.; Magee, R. W., y Whalley, W. B. (1994): «Break-down patterns of quartz sandstone in a polluted urban environment, Belfast, Northern Ireland». En: Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley. Chichester, 131-150.
- Smith, D. I. (1969): «The solution erosion of limestone in an arctic morphogenetic region». En: Stehlé, O. (Ed.): *Problems in Karst Denudation*. Institute of Geography. Brno, 99-110.
- Smith, D. I.; Greenaway, M. A., y Spate, A. P. (1989): «Measure of limestone erosion in Australia using the micro-erosion meter». En: Seuffert, O. (Ed.): *Abstracts of papers and posters. Second International Conference on Geomorphology*. Frankfurt, 272 págs.
- Smith, G. I., y Streat-Perrott, F. A. (1983): «Pluvial lakes of the Western United States». En: Porter, S. C. (Ed.): *Late-Quaternary Environments of the United States*, University of Minnesota Press. Minneapolis, 190-212.
- Smith, H. T. U. (1948): «Giant glacial groves in Northwest Canada». *American Journal of Science*, 246, 503-514.
- Smith, H. T. U., y Smith, A. P. (1945): «Periglacial rock streams in the Blue Ridge area». *Bulletin of the Geological Society of America*, 56, 1198.
- Smith, H. T. V. (1953): «The Hickory Run boulderfield, Carbon County, Pennsylvania». *American Journal of Science*, 25, 625-642.
- Smith, K. (2001): *Environmental Hazards: Assessing Risk and Reducing Disaster*. Routledge. Londres, 389 págs.
- Smith, K., y de Sánchez, B. A. (1992): «Erosion hazards in a Brazilian suburb». *Geography Review*, 6, 37-41.
- Smith, K., y Ward, R. (1998): *Floods: Physical Processes and Human Impacts*. Wiley. Chichester, 382 págs.
- Smith, M. W. (1993): «Climatic change and permafrost». En: French, H. M., y Slaymaker, O. (Eds.): *Canada's Cold Environments*. McGill-Queen's University Press. Montreal, 291-311.
- Smith, N. (2001): «Ocean and climate prediction-the WOCE legacy». En: Siedler, G.; Church, J., y Gould, G. (Eds.): *Ocean Circulation and Climate*. Academic Press. San Diego, 585-602.
- Smith, N. D., y Minter, W. E. C. (1980): «Sedimentologic central of gold and uranium and two Writwatersrand palaeoplacers». *Economic Geology*, 75, 1-14.
- Smith, N. D.; Vendl, M. A., y Kennedy, S. K. (1982): «Comparison of sedimentation regimes in four glacier-fed lakes of western Alberta». En: Davidson-Arnott, R.; Nickling, W., y Fahey, B. D. (Eds.): *Research in Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems*. Geo Books. Norwich, 203-238.
- Smith, R. L. (1960): «Ash flows». *Geological Society American Bulletin*, 71, 795-842.
- So, C. L. (1971): «Mass movement associated with the rainstorm of June 1966 in Hong Kong». *Transactions Institute British Geographers*, 53, 55-66.
- Söderman, G. (1985): «Planation and weathering in eastern Fennoscandia». *Fennia*, 163, 347-352.
- Soldati, M.; Corsini, A., y Pasuto, A. (2004): «Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial». *Catena*, 55, 141-161.
- Soloviev, P. A. (1973): «Thermokarst phenomena and landforms due to frost heaving in Central Yakutia». *Biuletyn Peryglacjalny*, 23, 135-155.
- Somoza, L.; Barnolas, A.; Arasa, A.; Maestro, A.; Rees, J. F., y Hernández-Molina, F. J. (1998): «Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes». *Sedimentary Geology*, 117, 11-32.
- Soriano, M. A. (1989): «Infilled valleys in the central Ebro Basin (Spain)». *Catena*, 16, 357-367.
- Soriano, M. A., y Calvo, J. M. (1987): «Características, datación y evolución de los valles de fondo plano en las inmediaciones de Zaragoza». *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 283-293.
- Sorriso-Valvo, M. (1988): «Landslide-related fans in Calabria». *Catena Supplement*, 13, 109-121.
- Sorriso-Valvo, M., y Gullá, G. (1996): «Rock Slide». En: Dikau, R.; Brunsden, D. Shortt, L. e Ibsen, M. L. (Eds.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley. Chichester, 85-96.
- Souchez, P. (1966): «Gélivation et évolution des versants en bordure de l'Islandsis d'Antarctides orientales». En: Macar, P. (Ed.): *L'Evolution des Versants. Les Congrès et Colloques de L'Université de Liège*, 40, 291-298.
- Sowers, G. F. (1996): *Building of Sinkholes*. ASCE Press. New York, 202 págs.
- Sparks, B. W. (1972): *Geomorphology. Geographies for advanced study*. Longman. London, 530 págs.
- Sparks, R. S. J. (1993): «Génesis y evolución de magmas». En: Martí, J., y Araña, V. (Eds.): *La Volcanología Actual*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, págs. 1-44.
- Sparks, R. S. J., y Walker, G. P. L. (1973): «The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock». *Nature*, 241, 62-64.
- Sparks, R. S. J.; Bursik, M. I.; Carey, S. N.; Gilbert, J. S.; Glaze, L. S.; Sigurdsson, H., y Woods, A. W. (1997): *Volcanic Plumes*, Wiley, 574 págs.
- Sparks, R. S. J.; Self, S., y Walker, G. P. L. (1973): «Products of ignimbrite eruptions». *Geology*, 1, 115-118.
- Spate, A. P.; Jennings, J. N.; Smith, D. I., y Greenaway, M. A. (1985): «The micro-erosion meter: use and limitations». *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 427-440.
- Spaulding, W. G. (1990): «Vegetation and climatic development of the Mojave Desert: The last glacial maximum to the present». En: Betancourt, J. L.; Van Devender, T. R., y Martin, P. S. (Eds.): *Packrat Middens, the Last 40,000 Years of Biotic Change*. University of Arizona Press. Tucson, 166-199.
- Spencer, T. (1988): «Coastal biogeography». En: Viles, H. A. (Ed.): *Biogeography*. Blackwell. Oxford, 255-318.
- Spencer, T. (1994): «Tropical coral islands-an uncertain future?». En: Roberts, N. (Ed.): *The Changing Global Environment*. Blackwell. Oxford, 190-209.
- Sperling, C. H. B., y Cooke, R. U. (1985): «Laboratory simulation of rock weathering by salt crystallization and hydration processes in hot, arid environments». *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 541-555.
- St. Onge, D. A. (1968): «Geomorphologic Maps». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold Book Corp. New York, 388-403.



- Stager, J. K. (1956): «Progress report on the analysis on the characteristics and distribution of pingos east of the Mackenzie Delta. *Canadian Geographer*, 7, 13-20.
- Stanistreet, I. G., y McCarthy, T. S. (1993): «The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems». *Sedimentary Geology*, 85, 115-133.
- Stanley, D. J. (1988): «Subsidence in the Northeastern Nile Delta: rapid rates, possible causes, and consequences». *Science*, 240, 497-500.
- Stanley, D. J., y Warner, A. G. (1998): «Nile delta in its destruction phase». *Journal of Coastal Research*, 14, 794-823.
- Starkel, L. (1976): «The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes». En: Derbyshire, E. (Ed.): *Geomorphology and Climate*. Wiley. London, 203-246.
- Starkel, L. (1987): «Man as a cause sedimentologic changes in the Holocene. *Striae*, 26, 5-12.
- Starkel, L. (1995): «The place of the Vistula river valley in the late Vistulian-early Holocene evolution of the European valleys». En: Frenzel, B. (Ed.): *European river activity and climate change during the Lateglacial and Holocene. Paläoklimaforschung*, 14, 75-88.
- Steijn, H. van, Bertran, P.; Francou, B., y Teixier, J. P. (1995): «Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: Review». *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, 125-146.
- Stenborg, T. (1970): «Delay of run-off from a glacier basin». *Geografiska Annaler*, 52, 1-30.
- Stephenson, W. J., y Brander, R. W. (2003): «Coastal Geomorphology into the 21st century. *Progress in Physical Geography*, 27, 607-623.
- Stevaux, J. C., y Souza, I. A. (2004): «Floodplain construction in an anastomosed river». *Quaternary International*, 114, 55-65.
- Steven T. A., y Lipman, P. W. (1976): «Calderas of the San Juan Volcanic field, south-western Colorado». *United States Geological Survey Professional Paper*, 958, 35 págs.
- Stevens, F. R. (1974): *Rugged Landscape, the Geology of Central New Zealand*. A. H., y A. W. Reed, Wellington, 286 págs.
- Stevenson, A. C.; Macklin, M. G.; Benavente, J. A.; Navarro, C.; Passmore, D., y Davis, B. A. (1991): «Cambios ambientales durante el Holoceno en el valle medio del Ebro: sus implicaciones arqueológicas». *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 149-164.
- Stille, H. (1924): *Grundfragen der Vergleichender Tectonik*. Borntraeger. Berlin.
- Stocking, M. (1976): «Tunnel erosion. *Rhodesia Agricultural Journal*, 73, 35-39.
- Stockton, C. W., y Fritts, H. C. (1971): «Conditional probability of occurrence for variations in climate based on width of annual tree-rings in Arizona. *Tree-Ring Bulletin*, 31, 3-24.
- Stoddart, D. R. (1965a): «Geography and the ecological approach. The ecosystem as a geographical principle and method». *Geography*, 50, 242-251.
- Stoddart, D. R. (1965b): «The shape of atolls. *Marine Geology*, 3, 369-383.
- Stoddart, D. R. (1969a): «Climatic Geomorphology: review and reassessment». En: Board, C. et al.; (Eds.): *Progress in Geomorphology*. Arnold. London, 160-222.
- Stoddart, D. R. (1969b): «Climatic Geomorphology». En: Chorley, R. J. (Ed.): *Introduction to fluvial processes*. Methuen. Suffolk, 189-201.
- Stokes, S. (1997): «Dating of desert sequences». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*, Wiley, 607-637. Chichester.
- Stokstad, E. (2004): «Defrosting the carbon freezer of the north». *Science*, 304, 1618-1620.
- St-Onge, D. A. (1968): «Geomorphologic maps». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold. New York, 388-403.
- Stovel, H. (1998): *Risk preparedness: a management manual for world cultural heritage*. ICCROM. Roma.
- Strachan, A. D., y Dearman, W. R. (1983): «Engineering geological mapping in glaciated terrains». En: Eyles, N. (Ed.): *Glacial Geology: An Introduction for Engineers and Earth Scientists*. Pergamon Press. Oxford, 229-246.
- Strahler, A. N. (1950a): «Davis' concept of slope development viewed in the light of recent quantitative investigations». *American Association of Geographers Annals*, 40, 209-213.
- Strahler, A. N. (1950b): «Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis». *American Journal of Science*, 248, 673-696.
- Strahler, A. N. (1952): «Dynamic basis of geomorphology». *Bulletin of the Geological Society of America*, 66, 923-938.
- Strahler, A. N. (1956a): «Quantitative slope analysis». *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, 571-596.
- Strahler, A. N. (1956b): «The nature of induced erosion and aggradation». En: Thomas, W. L. (Ed.): *Man's Role in Changing the Face of the Earth*. University of Chicago Press. Chicago, 621-638.
- Strahler, A. N. (1964): «Quantitative geomorphology of drainage basins and channels networks». En: Chow, V. T. (Ed.): *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw Hill. New York, 4-39; 4-76.
- Strahler, A. N. (1965): *Introduction to Physical Geography*. Wiley. New York.
- Strahler, A. N. (1968): «Quantitative Geomorphology». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson and Ross. Strousburg, 898-912.
- Strahler, A. N. (1980): «Systems theory in Physical Geography». *Physical Geography*, 1, 1-27.
- Strahler, A. N. (1987): *Science and Earth History. The Evolution-Creation Controversy*. Prometheus Books. Buffalo, New York, 552 págs.
- Strahler, A. N., y Strahler, A. H. (1974): *Introduction to Environmental Science*. Hamilton Publishing. Santa Bárbara, California.
- Strakhov, N. M. (1967): *Principles of Lithogenesis*. Oliver and Boyd, vol. 1. Edinburgh, 245 págs.
- Street, G. J., y Anderson, A. (1993): «Airborne electromagnetic surveys of the regolith. *Exploration Geophysics*, 24, 795-800.
- Stret-Perrott, F. A.; Roberto, N., y Metcalfe, S. L. (1985): «Geomorphologic implications of late Quaternary hydrological and climatic changes in the Northern Hemisphere tropics». En: Douglas, I., y Spencer, T. (Eds.): *Environmental Change and Tropical Geomorphology*. Allen and Unwin. London, 165-183.
- Stroeven, A.; Wal, R. van de y Oerlemans, J. (1989): «Historic front variations of the Rhone Glacier: simulation with an ice flow model». En: Oerlemans, J. (Ed.): *Glacier Fluctuations and Climatic Change*. Kluwer. Dordrecht, 391-405.
- Stuiver, M. (1970): «Tree rings, varve and carbon-14 chronologies». *Nature*, 228, 454-455.
- Stuiver, M., y Kra, R. (1986): «Calibration issues». *Radiocarbon*, 28, 805-1.030. United States Department of Commer-



- ce (1972): *News*. September 22, 1972, NOAA 72-112, 3 págs.
- Suiver, M., y Reimer, P. J. (1993): «Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program». En: Suiver, M., y Kra, R. S. (Eds.): *Calibration 1993. Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Suiver, M.; Reimer, P. J.; Bard, J. W.; Beck, G. S.; Burr, K. A.; Hughen, B.; Kromer, G.; McComac, J.; van der Plicht, J., y Spurk, M. (1998): «INTCAL98. Radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1063.
- Sturm, M.; Racine, C., y Tape, K. (2001): «Climate change: increasing shrub abundance in the Arctic». *Nature*, 411, 546-547.
- Suárez, L., y Regueiro, M. (1997): *Guía ciudadana de los riesgos geológicos. Deslizamientos y aludes*. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de España. Madrid, 196 págs.
- Sueoka, T. (1988): «Identification and classification of granitic residual soils using chemical weathering index». En: *Geomorphology in Tropical Soils*. Balkema, Vol.1, 55-61. Rotterdam.
- Suess, F. (1888): *Das Antlitz der Erde*. 3 vols. F. Tempsky. Viena.
- Sugden, D. E. (1974): «Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographic and bedrock conditions». En: Brown, E. H., y Waters, R. S. (Eds.): *Progress in Geomorphology*, Institute British Geographers, 7, 177-195.
- Sugden, D. E. (1977): «Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide ice sheet at its maximum. *Arctic and Alpine Research*, 9, 27-47.
- Sugden, D. E. (1978): «Glacial erosion by the Laurentide ice sheet». *Journal of Glaciology*, 20, 367-391.
- Sugden, D. E. (1982): *Arctic and Antarctic. A Modern Geographical Systems*. Blackwell. Oxford, 472 págs.
- Sugden, D. E. and John, B. S. (1976): *Glaciers and Landscape*. Edward Arnold. London, 376 págs.
- Sugden, D. E.; Glasser, N. F., y Clapperton, C. M. (1992): «Evolution of large roches moutonnées». *Geografiska Annaler*, 74A, 253-264.
- Summerfield, M. A. (1983): «Silcrete». En: Goudie, A. S., y Pye, K. (Eds.): *Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near surface environment*. Academic Press. New York, 59-91.
- Summerfield, M. A. (1991): *Global Geomorphology*. Longman. Exxex, 537 págs.
- Summerfield, M. A. (2005): «A tale of two scales, or the two geomorphologies. *Transaction, Institute British Geographers*, 30, 402-415.
- Summerfield, M. A., y Hulton, N. J. (1994): «Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins». *Journal of Geophysical Research*, 99, NO B7, 13871-13883.
- Sunamura, T. (1992): *Geomorphology of Rocky Coasts*. Wiley, Chichester, 302 págs.
- Sunborg, A. (1956): «The River Klarälven, a study of fluvial processes». *Geografiska Annaler*, 38, 127-316.
- Sundquist, E. T. (1993): «The global carbon dioxide budget». *Science*, 259, 934-941.
- Surian, N. (2006): «Effects of human impact on braided river morphology: examples from northern Italy». En: Sambrook Smith, G. H.; Best, J. L.; Bristow, C. S., y Petts, G. E. (Eds.): *Braided Rivers. Process, Deposits, Ecology and Management*. Special Publication Number 36. International Association of Sedimentologists. Blackwell. Malden, 325-338.
- Sutherland, D. G. (1984): «Geomorphology and mineral exploration: some samples for exploration for diamondiferous placer deposits». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 51, 95-108.
- Sutherland, D. G. (1985): «Geomorphological controls on the distribution of placer deposits». *Journal of the Geological Society of London*, 142, 727-737.
- Swan, S. B. St C. (1972): «Land surface evolution and related problems with reference to a humid tropical region: Johor, Malaya». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 16, 160-181.
- Sweet, M. L., y Kocurek, G. (1990): «An empirical model of aeolian dune lee-face airflow». *Sedimentology*, 37, 1.023-1.038.
- Sweeting, M. M. (1958): «The karstlands of Jamaica». *Geographical Journal*, 124, 184-199.
- Sweeting, M. M. (1966): «The weathering of limestones, with particular references to the carboniferous limestone in Northern England». En: Dury, G. H. (Ed.): *Essays in Geomorphology*. America Elsevier. New York, 177-210.
- Sweeting, M. M. (1972): *Karst Landforms*. Macmillan, London, 362 págs.
- Sweeting, M. M. (1981): «Introduction». En: Sweeting, M. M. (Ed.): *Karst Geomorphology*. Hutchinson Ross. Stroudsburg, Pennsylvania, 1-8.
- Sweeting, M. M. (1995): *Karst in China. Its Geomorphology and Environment*. Springer. Berlin, 265 págs.
- Swinzow, G. K. (1969): «Certain aspects of engineering geology in permafrost. *Engineering Geology*, 3, 177-215.
- Swoboda-Colberg, N. G., y Drever, J. (1993): «Mineral dissolution rates in plot-scale field and laboratory experiments. *Chemical Geology*, 105, 51-69.
- Syvinski, J. P. M.; Burrell, D. C., y Skei, J. M. (1987): *Fjords: Processes and Products*. Springer. New York, 379 págs.
- Szynyogh, G. (2005): «Theoretical investigation on the duration of karstic denudation on bare, sloping limestone surface». *Acta Carsologica*, 34, 9-23.
- Taber, S. (1929): «Frost heaving». *Journal of Geology*, 37, 428-461.
- Tabor, R. W. (1971): «Origin of the ridge-top depressions by large scale creep in the Olympic Mountains, Washington». *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1811-1822.
- Takahashi, T. (1991): *Debris Flow*. Balkema. Rotterdam, 165 págs.
- Takei, A.; Kobashi, S., y Fukushima, Y. (1981): «Erosion and sediment transport measurement in a weathered granite mountain areas». En: *Symposium on Erosion and Sediment Transport Measurement, Florence*. International Association Hydrological Sciences, 133, 493-502.
- Takeuchi, H.; Uyeda, S., y Kanamori, H. (1970): *Debate about the earth*. Freeman, Cooper and Co. San Francisco, 281 págs.
- Talbot, M. R. (1980): «Environmental responses to climatic change in the West African Sahel over the past 20,000 years». En: Williams, M. A. J., y Faure, H. (Eds.): *The Sahara and the Nile*. Balkema. Rotterdam, 37-62.
- Talbot, M. R., y Williams, M. A. J. (1978): «Erosion of fixed dunes in the Sahel, Central Niger». *Earth Surface Processes*, 3, 107-113.
- Tanner, W. F. (1961): «An alternate approach to morphogenetic climates. *Southeastern Geology*, 2, 251-257.
- Tardy, Y. (1993): *Pédrologie des Laterites et des Sols Tropicaux*. Masson. Paris, 459 págs.
- Tardy, Y., y Roquin, C. (1992): «Geochemistry and evolution of lateritic landscapes». En: Martini, I. P., y Chesworth, W.



- (Eds.): *Weathering, Soils and Paleosols*. Elsevier. Amsterdam, 407-443.
- Tardy, Y., y Roquin, C. (1998): *Dérive des Continents- Paléoclimats et Alterations Tropicales*. Ed. BRGM. Orleans, 473 págs.
- Tarling, D. H., y Tarling, M. P. (1971): *Continental Drift. A study of the Earth's Moving Surface*. Penguin Books, Harmondsworth, 142 págs.
- Tator, B. A. (1952): «Pediment characteristics and terminology (part I)». *Annals of the Association of American Geographers*, 42, 295-317.
- Tator, B. A. (1953): «Pediment characteristics and terminology (part II)». *Annals of the Association of American Geographers*, 43, 47-53.
- Taylor, G. R.; Eggleton, R. A.; Holzhauser, C. C.; Maconachie, L. A.; Gordon, M.; Brown, M. C., y McQueen, K. G. (1992): «Cool climate lateritic and bauxitic weathering». *Journal of Geology*, 100, 669-677.
- Taylor, G., y Eggleton, R. A. (2001): *Regolith Geology and Geomorphology*. Wiley. Chichester, 325 págs.
- Taylor, K. C.; Lamorey, G. W.; Doyle, G. A.; Alley, R. B.; Grotes, P. M.; Mayewskill, P. A.; White, J. W. C., y Barlow, L. K. (1993): *Nature*, 361, 432-436.
- Taylor, R. K., y Cripps, J. C. (1987): «Weathering effects: Slopes in mudrocks and over-consolidated clays». En: Anderson, M. G., y Richards, K. S. (Eds.): *Slope Stability. Geotechnical Engineering and Geomorphology*. Wiley. Chichester, 405-445.
- Taylor, R. T., y Scott, M. M. (1985): *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell. Oxford.
- Tazieff, H. (1979): *Nyiragongo: the forbidden volcano*. Casell. London, 287 págs.
- Tazieff, H., y Derruau, M. (1990): *Le volcanisme et sa prévention*. Masson, París, 256 págs.
- Tchakerian, V. P. (1994): «Palaeoclimatic interpretations from desert dunes and sediments». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 631-643.
- Tchakerian, V. P. (1999): «Arroyo». En: Mares, M. A. (Ed.): *Encyclopedia of Deserts*. University of Oklahoma Press. Norman, pag. 41.
- Teatini, P.; Ferronato, M.; Gambolati, G.; Bartoni, W., y Gonnella, M. (2005): «A century of land subsidence in Ravenna (Italy)». *Environmental Geology*, 47, 831-846.
- Temple, P. H., y Rapp, A. (1972): «Landslides in the Mgeta area, western Uluguru Mountains, Tanzania». *Geografiska Annaler*, 54A, 157-193.
- Terakawa, A., y Matsuo, O. (1996): «Earthquakes». En: Singh, V. P. (Ed.): *Hydrology of Disasters*. Kluwer. Dordrecht, 427-434.
- Terwindt, J. H. T. (2005): «Polders». En: Schwartz, M. L. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 778-780.
- Terzaghi, K. (1943): *Theoretical Soil Mechanics*. Wiley, New York, 510 págs.
- Terzaghi, K. (1950): «Mechanism of landslides». En: Paige, S. (Ed.): *Application of Geology to Engineering Practice*. Geological Society of America. New York, 83-123.
- Terzaghi, K., y Peck, R. B. (1948): *Soil Mechanics and Engineering Practice*. Wiley. New York, 566 págs.
- Tharp, T. M. (1995): «Mechanisms of upward propagation of cover-collapse sinkholes». *Engineering Geology*, 52, 23-33.
- The Rock-Color Chart* (1979): «The Geological Society of America. Boulder, Colorado». United States.
- The Tanna Fault Trenching Research Group (1983): «Trenching Study for Tanna Fault at Myoga». Shizuoka Prefecture, Japón. *Bulletin Earthquakes Institute University of Tokyo*, 58, 797-830.
- Thomas, D. S. (1988): «The biogeomorphology of arid and semi-arid environments». En: Viles, H. (Ed.): *Biogeomorphology*, Blackwell. Oxford, 193-221.
- Thomas, D. S. G. (1989a): «The nature of arid environments». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press. London, 1-8.
- Thomas, D. S. G. (1992): «Desert dune activity: concepts and significance». *Journal of Arid Environments*, 22, 31-38.
- Thomas, D. S. G. (1997a): «Arid environments: their nature and extent». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands*. Wiley. Chichester, 3-12.
- Thomas, D. S. G. (1997b): «Aeolian sand deposits». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*, Wiley. Chichester, 372-412.
- Thomas, D. S. G. (1997c): «Reconstructing ancient arid environments». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*, Wiley. Chichester, 577-605.
- Thomas, D. S. G. (Ed.) (1989): *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press. London, 372 págs.
- Thomas, D. S. G. (Ed.) (1997): *Arid Zone Geomorphology*. Wiley. Chichester, 713 págs.
- Thomas, D. S. G., y Goudie, A. S. (1984): «Ancient ergs of the Southern Hemisphere». En: Vogel, J. C. (Ed.): *Late Cenozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*. Balkema. Rotterdam, 407-418.
- Thomas, D. S. G., y Goudie, A. S. (2000): *The Dictionary of Physical Geography*. Third Edition. Blackwell. Oxford, 610 págs.
- Thomas, D. S. G., y Middleton, N. J. (1994): *Desertification: Exploding the Myth*. Wiley. Chichester, 194 págs.
- Thomas, D. S. G., y Shaw, P. A. (1991): *The Kalahari Environment*. Cambridge University Press. Cambridge, 284 págs.
- Thomas, M. F. (1965): «Some aspects of the geomorphology of domes and tors in Nigeria». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 9, 63-81.
- Thomas, M. F. (1966): «Some geomorphological implications of deep weathering patterns in crystalline rocks in Nigeria». *Transactions of the Institute of British Geographers*, 40, 173-193.
- Thomas, M. F. (1974): *Tropical Geomorphology. A Study of Weathering and Landform Development in Warm Climates*. Macmillan. London, 329 págs.
- Thomas, M. F. (1976): «Criteria for the recognition of climatically induced variations in granite landforms». En: Derbyshire, E. (Ed.): *Geomorphology and Climate*. Wiley. London, 411-445.
- Thomas, M. F. (1978): «The study of inselbergs». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 31, 1-41.
- Thomas, M. F. (1983): «Contemporary denudation systems and the effects of climatic change in the humid tropics-some problems from Sierra Leone». En: Briggs, D. J., y Waters, R. S. (Eds.): *Studies in Quaternary Geomorphology*. GeoBooks. Norwich, 195-214.
- Thomas, M. F. (1986): «Savanna». En: Fookes, P. G., y Vaughan, P. R. (Eds.): *A Handbook of Engineering Geology*. Surrey University Press. Glasgow, 125-136.



- Thomas, M. F. (1989a): «The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their application». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 129-142.
- Thomas, M. F. (1989b): «The role of etch processes in landform development. II. Etching and the formation of relief». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 157-167.
- Thomas, M. F. (1994a): *Geomorphology in the Tropics. A study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*. Wiley. Chichester, 460 págs.
- Thomas, M. F. (1994b): «Ages and geomorphic relationships of saprolite mantles». En: Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley. Chichester, 287-301.
- Thomas, M. F. (2001): «Landscape sensitivity in time and space-an introduction. *Catena*, 42, 83-98.
- Thomas, M. F. (2005): «Savanna». En: Fookes, P. G.; Lee, E. M., y Milligan, G. (Eds.): *Geomorphology for Engineers*. Whittles Publ.; Caithness, United Kingdom, 454-472.
- Thomas, M. F. (2005): «Savanna». En: Fookes, P. G.; Lee, E. H., y Milligan, G. (Eds.): *Geomorphology for Engineers*. Whittles Publ., Caithness, 454-472.
- Thomas, M. F., y Goudie, A. S. (Eds.) (1985): «Dambos: small channels valleys in the tropics. Characteristics, formation, utilisation». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 52, 228 págs.
- Thomas, M. F., y Thorp, M. B. (1985): «Environmental change and episodic explanation in the humid tropics of Sierra Leona: the Koidu etchplain». En: Douglas, I., y Spencer, T. (Eds.): *Environmental Change and Tropical Geomorphology*. Allen and Unwin. London, 239-267.
- Thomas, M. F., y Thorp, M. B. (1992): «Landscape dynamics and surface deposits arising from late Quaternary fluctuations in the forest-savanna boundary». En: Furlley, P. A.; Proctor, J., y Ratter, J. A. (Eds.): *Nature and Dynamics of Forest-Savanna Boundaries*. Chapman & Hall. London, 215-253.
- Thomas, M. F., y Thorp, M. B. (1993): «The geomorphology of some Quaternary placer deposits». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 87, 183-194.
- Thomas, M. F., y Thorp, M. B. (1995): «Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the Late Pleistocene and Early Holocene in the humid and sub-humid tropics». *Quaternary Science Reviews*, 14, 193-207.
- Thompson, D. M. (2005): «The history of the use and effectiveness of instream structures in the United States». *Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology*, 16, 35-50.
- Thorarinsson, S. (1953a): «Some new aspects of the Grimsvöth problem». *Journal of Glaciology*, 2, 267-274.
- Thorarinsson, S. (1953b): «The crater groups of Iceland». *Bulletin Volcanologie*, 14, 3-44.
- Thorbecke, F. (1927): «Morphologie der klimazonen. *Düsseldorfer Geographische Vorträge und Erörterungen*, Part 3, 1-100.
- Thorn, C. (1988a): «Nivation: a geomorphic chimera». En: Clark, M. J. (Ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 3-31.
- Thorn, C. E. (1988b): *Introduction to Theoretical Geomorphology*. Unwin Hyman. Boston, 247 págs.
- Thorn, C. E. (1992): «Periglacial geomorphology: what, where, when?». En: Dixon, J. C., y Abrahams, A. D. (Eds.): *Periglacial Geomorphology*. Wiley. Chichester, 1-30.
- Thorn, C. E. (2004): «Nivation». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 718-721.
- Thorn, C. E., y Hall, K. (1980): «Nivation: an arctic-alpine comparison and reappraisal». *Journal of Glaciology*, 25, 109-124.
- Thorn, C. E., y Hall, K. (2002): «Nivation and cryoplanation: the case for scrutiny and integration. *Progress in Physical Geography*, 26, 533-550.
- Thornbury, W. D. (1954): *Principles of Geomorphology*. Wiley. New York, 618 págs.
- Thorndycraft, V. R., y Benito, G. (2006): «The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database». *Quaternary Science Reviews*, 25, 234.
- Thorndycraft, V. R.; Benito, G.; Llasat, C., y Barriendos, M. (2003): «Palaeofloods, Historical Data and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment». En: Thorndycraft, V. R.; Benito, G.; Barriendos, M., y Llasat, C. (Eds.): *Palaeofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 1-9.
- Thornes, J. (1976): *Semi-arid Erosional Systems: Case Studies from Spain*. The London School of Economics and Political Sciences. London, 79 págs.
- Thornes, J. (1994): «Catchment and channel hydrology». En: Abrahams, A. P., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall. London, 257-287.
- Thornes, J., y Brunsden, D. (1977): *Geomorphology and Time*. Methuen. London, 208 págs.
- Thornthwaite, C. W. (1948): «An approach towards a rational classification of climate». *Geographical Review*, 38, 55-94.
- Thouret, J. C. (2004): «Geomorphic processes and hazards of volcanic mountains». En: Owens, P. N., y Slaymaker, O. (eds.). *Mountain Geomorphology*. Arnold. London, 242-273.
- Tianchi, L. C. (1989): «Landslides: extent and economic significance in China». En: Brabb, E. E., y Harrod, B. L. (Eds.): *Landslides: Extent and Economic Significance*. Balkema. Rotterdam, 271; 288.
- Tilling, R. (1993): «Volcanic hazards and their mitigation: progress and problems». *Reviews of Geophysics*, 27.
- Tilling, R. (2005): «Volcano hazards». En: Martí, J., y Ernst, G. J. (Eds.): *Volcanoes and the Environment*. Cambridge University Press. Cambridge, 55-89.
- Timms, B. V. (1992): *Lake Geomorphology*. Glencoe Publishing. Adelaide, 180 págs.
- Tooth, S., y Nanson, G. C. (1999): «Anabranching rivers of the Northern Plains of arid central Australia». *Geomorphology*, 29, 211-233.
- Torraca, G. (1981): *Porous Building Materials: Materials Science for Architectural Conservation*. International Centre for the Study of Preservation and Restoration of Cultural Property. Rome, 141 págs.
- Torri, D.; Sfalanga, M., y Del Sette, M. (1987): «Splash detachment: runoff depth and soil cohesion». *Catena*, 14, 149-155.
- Toy, T. J. (1977): «Hillslope form and climate». *Bulletin of Geological Society of America*, 88, 16-22.
- Trendall, A. F. (1962): «The formation of "apparent peneplains" by a process of combined lateritisation and surface wash». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 6, 183-197.
- Trenhaile, A. S. (1987): *The Geomorphology of Rock Coasts*. Clarendon Press. Oxford, 384 págs.
- Tricart, J. (1952a): *Cours de Géomorphologie. Géomorphologie Climatique*. C. D. U.. Paris, 193 págs.



- Tricart, J. (1952b): «La géomorphologie et le notion d'échelle». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 3, 213-218.
- Tricart, J. (1956a): «Etude expérimentale du problème de la gé-  
livation». *Biuletyn Peryglacialny*, 4, 285-318.
- Tricart, J. (1956b): «Geomorphologic dynamique du Delta du  
Senegal». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 7, 65-86.
- Tricart, J. (1956c): «La Géomorphologie et la pensée marxiste». *La Pensée*, 69, 55-76.
- Tricart, J. (1957): «L'évolution de versants». *L'Information Gé-  
ographie*, 21, 108-115.
- Tricart, J. (1962): *L'épiderme de la terre*. Masson. Paris, 167  
págs.
- Tricart, J. (1965): *Principes et Méthodes de la Geomorphologie*.  
Masson, Paris, 496 págs.
- Tricart, J. (1967): *Le Modelé des Régions Périglaciaires*. SE-  
DES. Paris, 512 págs.
- Tricart, J. (1968): *Precis de Géomorphologie. I. Geomorpholo-  
gie Structurale*. Société d'Édition d'Enseignement Supérieur.  
Paris, 322 págs.
- Tricart, J. (1969): *Le Modelé des Régions Sèches*. SEDES. Pa-  
ris, 472 págs.
- Tricart, J. (1972): «Normes pour l'établissement de la carte ge-  
omorphologique détaillée de la France». *Memoires et Docu-  
ments*. Centre Nationale de la Recherche Scientifique. Pa-  
ris, 37-105 (Trad. esp. D. Serrat. Instituto Jaime Almera.  
Barcelona, 1976).
- Tricart, J. (1974a): *Le Modelé des Régions Chaudes: Forêts et  
Savanes*. SEDES. Paris, 345 págs.
- Tricart, J. (1974b): «Existence de périodes sèches au Quaternai-  
re en Amazonie et dans les régions voisines». *Revue de Géo-  
morphologie Dynamique*, 23, 145-158.
- Tricart, J. (1975): «Influence des oscillations climatiques récents  
sur le modelé en Amazonie Orientale (région de Santarém)  
d'après des images de radar latéral». *Zeitschrift für Geomor-  
phologie*, 19, 140-163.
- Tricart, J. (1977): «El concepto de "pluvial"». *Actas de la III  
Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cua-  
ternario*. Zaragoza, 7-20.
- Tricart, J. (1979): «Mapas geomorfológicas, ¿por qué?». *Acta  
Geol. Hispánica*, 14, 416-420.
- Tricart, J. (1982): «El Pantanal: Un ejemplo del impacto geo-  
morfológico sobre el ambiente». *Informaciones Geográficas*,  
29, 81-97. Universidad de Chile. Santiago.
- Tricart, J. (1985): «Evidence of Upper Pleistocene dry climates  
in northern South America». En: Douglas, I., y Spencer, T.  
(Eds.): *Environmental Change and Tropical Geomorphology*.  
Allen and Unwin. London, 197-217.
- Tricart, J., y Alfonsi, P. (1981): «Action éoliennes récentes aux  
abords du delta de l'Orénoque». *Bulletin AGG*, 476, 75-82.
- Tricart, J., y Cailleux, A. (1955): *Introduction a la Géomorpho-  
logie Climatique*. Centre de Documentation Universitaire.  
Paris, 228 págs.
- Tricart, J., y Cailleux, A. (1962): *Le Modelé Glaciaire et Nival*.  
SEDES. Paris, 508 págs.
- Tricart, J., y Cailleux, A. (1965): *Introduction a la Géomorpho-  
logie Climatique*. SEDES. Paris, 306 págs.
- Tricart, J., y Demek, J. (1972): «Concept and content of applied  
and special detailed geomorphological maps». En: Demek,  
J. (Ed.): *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*.  
Akademia. Praga, 261-267.
- Tricart, J.; Raynal, R., y Besancon, J. (1972): «Cônes rocheux,  
pediments, glacis». *Annales de Géographie*, 43, 1-24.
- Troeh, F. R. (1965): «Landform equations fitted to topographic  
maps». *American Journal of Science*, 263, 616-627.
- Troll, C. (1944): «Strukturböden, solifluktion und Frosklima-  
te der Erde». *Geologische Rundschau*, 34, 545-694.
- Trombe, F. (1952): *Traité de Spéléologie*. Payot. Paris, 376 págs.
- Trombe, F. (1974): *La Spéléologie*. Presses Universitaires de  
France. Paris, 124 págs.
- Trudgill, S. T. (1976a): «Rock weathering in climate: quantita-  
tive and experimental aspects». En: Derbyshire, E. (Ed.):  
*Geomorphology and Climate*, Wiley. London, 59-99.
- Trudgill, S. T. (1976b): «The subaerial and subsoil erosion of li-  
mestones on Aldabra Atoll, Indian Ocean». *Zeitschrift für  
Geomorphology, Supplementband* 26, 201-210.
- Trudgill, S. T. (1985): *Limestone Geomorphology*. Longman.  
London, 196 págs.
- Trudgill, S. T.; High, C. J., y Hanna, F. K. (1981): «Improve-  
ments of the micro-erosion meter». *British Geomorphologi-  
cal Research Group, Technical Bulletin*, 29, 3-17.
- Tseo, G. (1993): «Two types of longitudinal dune fields and pos-  
sible mechanisms for their development». *Earth Surface  
Processes and Landforms*, 18, 627-643.
- Tsoar, H. (1983a): «Dynamic processes acting on a longitudi-  
nal (seif) dune». *Sedimentology*, 30, 567-578.
- Tsoar, H. (1983b): «Wind tunnel modelling of echo and clim-  
bing dunes». En: Brookfield, M. E., y Ahlbrandt, T. S. (Eds.):  
*Eolian Sediments and Processes*, Elsevier. Amsterdam, 247-  
259.
- Tsoar, H., y Moller, J. T. (1986): «The role of vegetation in the  
formation of linear dunes». En: Nickling, W. G. (Ed.): *Aeo-  
lian Geomorphology*. Allen and Unwin. Boston, 75-95.
- Tsoar, H., y Pye, K. (1987): «Dust transport and the question of  
desert loess formation». *Sedimentology*, 34, 139-154.
- Tsoar, H.; Blumberg, D. G., y Stoler, Y. (2004): «Elongation and  
migration of sand dunes». *Geomorphology*, 57, 293-302.
- Tsukamoto, Y., y Kusakabe D. (1984): «Vegetative influences on  
debris slide occurrences on steep slopes in Japan». *Procee-  
dings of Symposium on Effects Forest Land use on Erosion  
and Slope Stability*. Environment and Policy Institute. Ho-  
nolulu, Hawaii.
- Tsuya, H., y Morimoto, R. (1963): «Types of volcanic eruptions  
in Japan». *Bulletin Volcanologie*, 26, 209-222.
- Tucker, M. E. (1978): «Gypsum crust (gypcrete) and patterned  
ground from northern Iraq». *Zeitschrift für Geomorphologie*,  
22, 89-100.
- Tufnell, L. (1972): «Ploughing blocks with special reference  
to north-west England». *Biuletyn Peryglacialny*, 21, 237-  
270.
- Tufnell, L. (1984): *Glacier Hazards*. Longman. London, 97 págs.
- Turcotte, D. L., y Schubert, F. (2002): *Geodynamics*. Cambrid-  
ge University Press, Cambridge, 456 págs.
- Turk, R. G. Jr. (1996): «Permafrost». En: Turner, H. K., y Schus-  
ter, R. L. (Eds.): *Landslides. Investigation and Mitigation*.  
National Academic Press. Washington, 620-645.
- Turkington, A. V.; Philips, J. O., y Campbell, S. W. (2005): «We-  
athering and landscape evolution». *Geomorphology*, 67, 1-6.
- Turner, A. K., y Jayaprakash, G. P. (1996): «Introduction». En:  
Turner, A. K., y Schuster, R. L. (Eds.): *Landslides: Investi-  
gation and Mitigation*. Special Report 247. National Aca-  
demy Press. Washington, 3-11.
- Twidale, C. R. (1962): «Steepened margins of inselbergs from  
north-western Eyre Peninsula, South Australia». *Zeitschrift  
für Geomorphologie*, 6, 51-69.



- Twidale, C. R. (1964): «A contribution to the general theory of domed inselbergs». *Transactions of the Institute of British Geographers*, 34, 91-113.
- Twidale, C. R. (1967): «Hillslopes and pediments in the Flinders Ranges, South Australia». En: Jennings, J. N., y Mabbutt, J. A. (Eds.): *Landform Studies from Australia and New Guinea*. Cambridge University Press. Cambridge, 95-117.
- Twidale, C. R. (1968): «Inselberg». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold. New York, 556-559.
- Twidale, C. R. (1971): *Structural Landforms*. The MIT Press, Cambridge, 247 págs.
- Twidale, C. R. (1973): «On the origin of the sheet jointing». *Rock Mechanics*, 5, 163-187.
- Twidale, C. R. (1976a): *Analysis of Landforms*. Wiley. Sydney, 572 págs.
- Twidale, C. R. (1976b): «On the survival of palaeoforms». *America Journal of Science*, 276, 77-94.
- Twidale, C. R. (1978): «On the origin of Ayers Rock, Central Australia». *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band*, 31, 177-206.
- Twidale, C. R. (1981): «Granite Inselbergs». *Geographical Journal*, 147, 54-71.
- Twidale, C. R. (1982a): «The evolution of bornhardts». *America Scientist*, 70, 268-76.
- Twidale, C. R. (1982b): *Granite Landforms*. Elsevier. Amsterdam, 372 págs.
- Twidale, C. R. (1983): «Pediments, peneplains and upland plains». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 32, 1-35.
- Twidale, C. R. (1990): «The origin and implications of some erosional landforms». *Journal of Geology*, 98, 343-364.
- Twidale, C. R. (1992): «King of the plains: Lester King's contribution to Geomorphology». *Geomorphology*, 5, 491-509.
- Twidale, C. R. (2003): «"Canons" revisited and reviewed: Lester King's views of landscape evolution considered 50 years later». *Geological Society of America Bulletin*, 115, 1155-1172.
- Twidale, C. R. (2004): «Karst Towers: some questions and answers». *Studia Geologica Salmanticensia*, 40, 57-84.
- Twidale, C. R. (2006): «Notes on the origin and significance of stone layers». *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 31, 127-141.
- Twidale, C. R., y Bourne, J. A. (1975): «Episodic exposure of inselbergs». *Bulletin of the Geological Society of America*, 86, 1473-1481.
- Twidale, C. R., y Bourne, J. A. (1978): «Bornhardts». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 31, 111-137.
- Twidale, C. R., y Centeno, J. D. (1993): «Landform development at the Ciudad Encantada, Cuenca, Spain». *Cadernos de Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18, 257-269.
- Twidale, C. R., y Corbin, E. M. (1963): «Gnammas». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 14, 1-20.
- Twidale, C. R., y Lageat, Y. (1994): «Climatic Geomorphology: a critique». *Progress in Physical Geography*, 18, 319-334.
- Twidale, C. R., y Vidal Romaní, J. R. (2005): *Landforms and Geology of Granite Terrains*. Balkema. Leiden, 351 págs.
- Twidale, C. R.; Bourne, J. A., y Vidal Romaní, J. R. (2005): «Beach etching and shore platforms». *Geomorphology*, 67, 47-61.
- Ugolini, F. C. (1986): «Processes and rates of weathering in cold and polar desert environments». En: Colman, S. M., y Dethier, D. P. (Eds.): *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*. Academic Press. Orlando, 193-235.
- UNCED (1992): *Conferencia Medio Ambiente y Desarrollo*. U.N.C.E.D. Brasil-92. Ministerio de Obras Públicas y Transportes. Madrid, 101 págs.
- UNDRO (1991): *Mitigating natural disasters: Phenomena, Effects and Actions-A Manual for Policy Makers and Planners*. Office of the UN Relief Coordinator. Geneva.
- UNEP (1991): *Environmental Data Report, 1991/1992*. United Nations Environment. Programme. Blackwell. Oxford, 363 págs.
- UNEP (1992): *World Atlas of Desertification*. Arnold. London, 69 págs.
- UNEP (2001): *United Nations Environment Programme: Introduction to Climate Change*.
- UNESCO (1979): *Map of the World Distribution of Arid Regions*. MAB Technical Note 7.
- UNESCO (1981): *Avalanche Atlas*. UNESCO. Paris, 265 págs.
- UNESCO-FAO (1977): «Desertification: an overview». *Desertification. Its Causes and Consequences*. Pergamon Press. Oxford, 1-61.
- UNFCCC (1997): United Nations Framework Convention on Climate Change. Report of the Ad-hc Group of the Berlin. Mandate on the Work of its Sixth Session. Bonn e-7 March 1997.
- United States Geological Survey (1974): *Earthquake Information Bulletin*, 6, 14.
- U.S.G.S. (1983): «Permafrost». En: Tank, R. W. (Ed.): *Environmental Geology*. Oxford University Press. Oxford, 163-170.
- Uriarte, A. (2003): *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. San Sebastián, 306 págs.
- Valcárcel, M., y Pérez Alberti, A. (2002): «Los campos de bloques en montañas del noroeste de la Península Ibérica: génesis y significado paleoambiental». En: Serrano, E., y García, A. (Eds.): *Periglacialismo en Montaña y Altas Latitudes*. Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid, 13-26.
- Valentin, H. (1952): *Die Küsten der Erde*. Pertemans Geographische Mitteilungen. Gotha J. Perthes, 118 págs.
- Valentine, F. K., y Fisher, R. V. (2000): «Pyroclastic surges and blasts». En: Sigurdsson, H. (Ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. San Diego, 571-580.
- Valero-Garcés, B.; Zorual, E., y Kelts, K. (1998): «Arid phases in the western Mediterranean region during the Last Glacial Cycle reconstructed from lacustrine records». En: Benito, G.; Baker, V., y Gregory, K. J. (Eds.): *Paleohydrology and Environmental Change*. Wiley. Chichester, 67-80.
- Valeton, I. (1972): *Bauxites*. Elsevier. Amsterdam, 226 págs.
- Valeton, I. (1994): «Element concentration and formation of ore deposits by weathering». *Catena*, 21, 99-129.
- Valeton, I. (1999): «Saprolite-bauxite facies of ferrallitic duricrust on paleosurfaces off former Pangea». *Special Publication, International Association of Sedimentologists*, 27, 153-158.
- Van Burkalow, A. (1945): «Angle of repose and angle of sliding friction: an experimental study». *Geological Society American Bulletin*, 56, 669-707.
- Van der Wateren, D. F. M. (1987): «Structural geology and sedimentology of the Dammer Berge push moraine, FRG». In: Van der Meer, J. J. M. (Ed.): *Tills and Glaciotectonics*. Balkema. Rotterdam, 157-182.
- Van der Wateren, D. F. M. (1992): *Structural Geology and Sedimentology of Push Moraines. Processes of Soft Sediment Deformation in a Glacial Environment and the Distribution of Glaciotectionic Styles*. Dissertation. Amsterdam, 230 págs.



- Van der Wateren, F. M. (1995): «Processes of glaciotectionism». En: Menzies, J. (Ed.): *Modern Glacial Environments. Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann. Oxford, 307-335.
- Van Steijin, H.; Bertran, P.; Francou, B.; Hétu, B., y Texier, J. P. (1995): «Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: a review». *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, 125-146.
- Vanderberghe, J. (1993): «Changing fluvial processes under changing periglacial conditions». *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplement Band*, 88, 17-28.
- Vanderberghe, J. (1995): «Timescales, climate and river development». *Quaternary Science Reviews*, 14, 631-638.
- Vanderberghe, J. (2001): «A typology of Pleistocene cold-based rivers». *Quaternary International*, 79, 111-121.
- Vanderberghe, J. (2002): «Climate geomorphology under fire». *Terra Nostra*, 2002/6, 382-385.
- Vanderberghe, J., y Pissart, A. (1993): «Permafrost change in Europe during the last glacial». *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, 121-135.
- Vanderberghe, J., y Thorn, C. E. (2002): «Progress in periglacial research». *Progress in Physical Geography*, 26, 479-506.
- Vanderberghe, J., y Woo, M. (2002): «Modern and ancient periglacial river types». *Progress in Physical Geography*, 26, 533-550.
- Vaniman, D. T.; Chipera, S. J., y Bish, D. L. (1994): «Pedogenesis of siliceous calcretes at Yucca Mountains, Nevada». *Geoderma*, 63, 1-17.
- Vaqueiro, M.; Barreiro, B.; Costas, R.; Suárez, R., y Groba, X. (2006): «Relation between structure and morphology in the development of the granite cave of "O Folón" (Vigo, Galicia, Spain)». *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 31, 87-103.
- Varnes, D. J. (1958): «Landslide types and processes». En: Eckel, E. B. (Ed.): *Landslides and Engineering Practice. Highway Research Board Special Report 29*. NAS-NCR Publication 544, 20-47.
- Varnes, D. J. (1978): *Slope movement: types and processes*. En: Schuster, R. L., y Krizek, R. J. (Eds.): *Landslides: Analysis and Control. Transportation Research Board Special Report 176*. National Academy of Sciences. Washington, 11-33.
- Varnes, D. J. (1984): *Landslide, Hazard Zonation: A Review of Principles and Practice*. UNESCO. Paris.
- Vasconcelos, P. M.; Becker, T. A.; Renne, P. R.; Brimhall, G. H. (1992): «Age and duration of weathering by  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis of potassium manganese oxides». *Science*, 258, 451-455.
- Veder, C. (1981): *Landslides and Their Stabilization*. Springer-Verlag. New York, 247 págs.
- Vegas, J.; Galán, L.; Pérez-González, A., y García-Cortés, A. (2004): «El archivo lacustre del mar de Fuentillejo (Campo de Calatrava). Primeros protocolos científicos y estrategia de trabajo para el estudio paleoclimático del Cuaternario en el centro de España». *Boletín Geológico y Minero*, 115, 641-650.
- Véger, F. (1964): «Mottreaux et gilgais». *Annales de Géographie*, 73, 413-430.
- Verstappen, H. Th. (1964): «Karst morphology of the Star Mountains (Central New Guinea) and its relation to lithology and climate». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8, 40-49.
- Verstappen, H. Th. (1968): «On the origin of longitudinal (seif) dunes». *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 12, 200-220.
- Verstappen, H. Th. (1970): «Aeolian geomorphology of the Thar Desert and palaeo-climates». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 10, 104-120.
- Verstappen, H. Th., y Van Zuidam, R. (1968): «ITC System of Geomorphological Survey ITC». *Textbook of Photointerpretation*, VII-2. 52 págs.
- Verstappen, H. Th., y Van Zuidam, R. (1991): *The ITC System of Geomorphologic Survey*. ITC Publ. 10. Enschede, 89 págs.
- Veste, M. (1995): «Structures of geomorphological and ecological units and ecosystems processes in the linear dune system near Nizzana/Negev». *Bielefelder Ökologische Beiträge*, 8, 85-96.
- Vicente, G. de, Crone, A. J.; Berryman, K. R.; Wenowsky, S. G., y Villamor, P. (2001): «Catálogo sísmico y registro geológico: El necesario encuentro de dos enfoques del problema». En: Capote, R., y Martínez-Díaz, J. J. (Eds.): *El Riesgo Sísmico. Prevención y Seguro*. Consorcio de Compensación de Seguros. Madrid, 89-101.
- Vicente, M. A.; Sánchez, M.; Lombardía, F.; Vicente, I.; Saavedra, J.; Brufau, A.; Rodríguez, P., y Nieves, V. (1984): En: *Estudio sobre las Alteraciones y Tratamiento de la Piedra de Villamayor*. Ediciones Caja de Ahorros y M. P. de Salamanca. Salamanca, 421-475.
- Vidal Romaní, J. R. (1984): «A orixe das Rías Galegas. Estado da cuestión». *Cadernos da Area de Ciencias Mariñas. Seminario do Estudos Galegos*, 1, 13-25.
- Vidal Romaní, J. R. (1991): «Kind of plane fabric and their relation to the generation of granitic forms». *Caderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 16, 301-312.
- Vidal Romaní, J. R., y Gracia Prieto, F. J. (1987): «Formación de cavidades en rocas graníticas bajo condiciones no epigénicas». *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 12, 47-57.
- Vidal Romaní, J. R., y Twidale, C. R. (1998): *Formas y Paisajes Graníticos*. Universidade da Coruña. Servicio de Publicacións. A Coruña, 411 págs.
- Vidal Romaní, J. R.; Twidale, C. R., y Bourne, J. A. (2003): «Siliceous cylindrical speleothems in granitoids in warm semiarid and humid climates». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 47, 417-437.
- Vidal Romaní, J. R.; Twidale, C. R.; Campbell, E. M., y Centeno, J. D. (1995): «Pruebas morfológicas y estructurales sobre el origen de las fracturas por descamación». *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 20, 307-346.
- Viers, F. (1974): *Éléments de Géomorphologie*. Fernand Nathan, Paris. (Trad. Esp. L. Casassas, Oikos-Tau, Barcelona, 320 págs.).
- Vilaplana, J. M. (1983): *Estudi del Glaciarisme Quaternari de les Altes Valls de la Ribagorça*. Tesis Doctoral. Dpto. de Geomorfología i Tectónica. Universidad de Barcelona, 322 págs. (Inédita).
- Vilaplana, J. M. (1987): *Guia dels Paisatges Granítics dels Països Catalans*. Kapel S. A. Barcelona.; 182 págs.
- Vilaplana, J. M. (1989): «Los aludes: un riesgo mal conocido». *Encuentro Internacional "Catástrofes y Sociedad"*. Fundación MAPFRE. Madrid, 201-216.
- Vilas, F.; Bernabeu, A. M., y Méndez, G. (2005): «Sediment distribution pattern in the Rias Baixas (NW Spain): main facies and hydrodynamic dependence». *Journal Marine Systems*, 54, 216-276.
- Viles, H. A. (1984): «Progress report: Biokarst». *Progress in Physical Geography*, 8, 523-543.



- Viles, H. A. (1988): «Introduction». En: Viles, H. A. (Ed.): *Bio-geomorphology*. Blackwell. Oxford, 1-8.
- Viles, H. A. (1995): «Ecological perspectives on rock surface weathering: Towards a conceptual model». *Geomorphology*, 13, 21-35.
- Viles, H. A. (2001): «Scale issues in weathering studies». *Geomorphology*, 41, 63-71.
- Viles, H. A. (2004): «Biokarstificación». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 147-148.
- Viles, H. A. (2005): «Microclimate and weathering in the Central Namib Desert, Namibia». *Geomorphology*, 67, 189-209.
- Viles, H. A., y Pentecost, A. (1994): «Problem in assessing the weathering action with an example of epiliths on sandstone». En: Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley. Chichester, 99-116.
- Viles, H. A., y Spencer, T. (1995): *Coastal Problems*. Arnold. London, 350 págs.
- Villamayor, P., y Berryman, K. R. (1999): «La tasa de desplazamiento de una falla como aproximación de primer orden en las estimaciones de peligrosidad sísmica». *Primer Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*. Asociación Española de Ingeniería Sísmica. Murcia, vol.1, 153-163.
- Vincent, P., y Clarke, V. (1980): «Terracette morphology and soil properties: a note on a canonical correlation study». *Earth Surface Processes*, 5, 291-295.
- Vine, F. J. (1966): «Spreading of the ocean floor: New evidence». *Science*, 154, 1405-1415.
- Vine, F. J. (1977): «The continental drift debate». *Nature*, 266, 19-22.
- Vine, F. J., y Matthews, D. H. (1963): «Magnetic anomalies over oceanic ridges». *Nature*, 199, 947-949.
- Vischer, S. S. (1945): «Climatic maps of geological interest». *Bulletin of the Geological Society of America*, 56, 713-736.
- Viseras, C.; Calvache, M. L. Soria, J. M., y Fernández, J. (2003): «Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain». *Geomorphology*, 50, 181-202.
- Vita-Finzi, C. (1986): *Recent Earth Movements: An Introduction to Neotectonics*. Academic Press. London, 226 págs.
- Vitousek, P. M.; Mooney, H. A.; Lubeheco, J., y Melillo, J. M. (1997): «Human domination of earth's ecosystems». *Science*, 277, 494-499.
- Vittori, E.; Labini, S. S., y Serva, L. (1991): «Palaeosismology: review of the state of the art». *Tectonophysics*, 193, 9-32.
- Vivian, R. (1979): *Les Glaciers sont Vivants*. Ed. Denoëll. Paris, 240 págs.
- Vogt, J. (1959): «Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain». *Annales de Géographie*, 68, 193-206.
- Vogt, J. (1966): «Le complexe de la stone-line. Mise au point». *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 4, 3-51.
- Vogt, T. (1984): *Croûtes Calcaires: Types et Genèse*. Université Louis Pasteur. Institut de Géographie. Strasbourg, 239 págs.
- Voight, B. (1978): «Lower Gross Ventre Slide, Wyoming, U. S. A». En: Voight, B. (Ed.): *Rockslides and Avalanches*. Elsevier. Amsterdam, 113-166.
- Voight, B. (1990): «The 1985 Nevado del Ruiz Volcano catastrophe: Anatomy and retrospection». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 151-188.
- Voight, B., y Pariseau, W. G. (1978): «Rockslides and avalanches: an introduction». En: Voight, B. (Ed.): *Rockslides and Avalanches, 1. Natural Phenomena*. Elsevier. Amsterdam, 1-67.
- Völkel, J., y Grunert, J. (1990): «To the problem of dune formation and dune weathering during the Late Pleistocene and Holocene in the southern Sahara and Sahel». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34, 117.
- Von Thun, J. L. (1996): «Understanding seepage and piping failures-the number one dam safety problem in the west. ASDSO Western Regional Conference. Lake Tahoe. Nevada.
- Vravec, M. (1994): «Some thoughts on the pull-apart origin of karst poljes along the Idrija strike slip fault zone». *Acta Carsologica*, 23, 155-167.
- Wadhams, P. (2004): «In situ measurements techniques: sea ice». En: Bamber, J. L. y Payne, A. J. (Eds.): *Mass Balance of the Cryosphere*. Cambridge University Press. Cambridge, 43-58.
- Wahrhaftig, C., y Cox, A. (1959): «Rock Glaciers in the Alaska Range». *Bulletin of the Geological Society of America*, 70, 383-436.
- Walcott, R. I. (1970): «Isostatic response to loading of the crust in Canada». *Canadian Journal Earth Sciences*, 70, 383-436.
- Walder, J. S. (1982): «Stability of sheet flow of water beneath temperate glaciers and implications for glacier surging». *Journal of Glaciology*, 28, 273-293.
- Walker, G. (2004): «Frozen time». *Nature*, 429, 596-597.
- Walker, G. P. L. (1980): «The Taupo pumice; product of the most powerful known (ultraplinian) eruption». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 69-94.
- Walker, H. J. (1973): «The morphology of the North Slope». En: Britton, M. (Ed.): *Alaska Arctic Tundra*. AINA. Washington, 49-92.
- Walker, H. J. (1986): «Periglacial environments». En: Fookes, P. G., y Vaughan, P. R. (Eds.): *A Handbook of Engineering Geomorphology*. Surrey University Press. London, 82-96.
- Walker, H. J., y McGraw, M. (2005): «History. Coastal Geomorphology». En: Schwartz, M. L. (Ed.): *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer. Dordrecht, 519-526.
- Walker, J. G. C., y Sloan, L. C. (1992): «Something is wrong with climate theory». *Geotimes*, June, 16-18.
- Wallace, R. E. (1977): «Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada». *Geological Society of American Bulletin*, 88, 1267-1281.
- Waller, R. J., y Tackwell, G. W. (2005): «Glacier-permafrost interactions and glaciotectionic landform generation at the margin of the Leverett Glacier, West Greenland». En: Harris, C., y Murton, J. B. (Eds.): *Cryosphere Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society of London. Special Publication, 242, 39-50.
- Walling, D. E. (1984): «The sediment yields of African rivers». En: Walling, D. E.; Foster, S. S. D., y Wurzel, P. (Eds.): *Challenges in African Hydrology and Water Resources*. International Association of Hydrological Sciences, n.º 144, 265-283.
- Walling, D. E. (1987): «Rainfall, runoff and erosion of the land: a global view». En: Gregory, K. J. (Ed.): *Energetics of Physical Environment*. Wiley. Chichester, 89-117.
- Walling, D. E., y Webb, B. W. (1986): «Solutes in river systems». En: Trudgill, S. T. (Ed.): *Solute Processes*. Wiley. Chichester, 251-327.
- Waltham, A. C. (1989): *Ground Subsidence*. Blackie. Glasgow, 202 págs.



- Waltham, A. C., y Fookes, P. G. (2003): «Engineering classification of karst ground conditions». *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36, 101-118.
- Waltham, T.; Bell, F., y Culshaw, M. (2005): *Sinkholes and Subsidence. Karst and Cavernous Rock in Engineering and Construction*. Springer-Praxis, Chichester, 382 págs.
- Walther, J. (1915): «Laterite in Westaustralien». *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 62, 1-7, 46-53.
- Ward, A. W., y Greeley, R. (1984): «Evolution of yardangs at Rogers Lake». California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 95, 829-837.
- Ward, A. W., y Greeley, R. (1984): «Evolution of yardangs at Rogers Lake, California». *Bulletin of the Geological Society of America*, 95, 829-837.
- Ward, R. (1978): *Floods: a Geographical Perspective*. Macmillan. London.
- Ward, S. (2004): «Suffosion». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, pág. 1.025.
- Ward, W. H. (1945): «The stability of natural slopes». *Geographical Journal*, 105, 170-197.
- Warke, P. A., y Smith, B. J. (1994): «Short-term rock temperature fluctuations under simulated hot desert conditions: some preliminary data». En: Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley. Chichester, 57-70.
- Warren, A. (1979): «Aeolian processes». En: Embleton, C., y Thornes, J. (Eds.): *Process in Geomorphology*. Edward Arnold. London, 325-351.
- Warren, A., y Knott, P. (1983): «Desert dunes: a short review of needs in desert dune research and a recent study of micro-meteorological dune-initiation mechanisms». En: Brookfield, M. E., y Ahlbrandt, T. S. (Eds.): *Eolian Sediments and Processes*, Elsevier. Amsterdam, 343-352.
- Warren, J. (1999): *Evaporites*. Blackwell. Oxford, 438 págs.
- Warren, J. (2006): *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer. Berlin, 1.035 págs.
- Warrick, R. A. (1993): «Climate and Sea Level Change: a synthesis». En: Warrick, R. A.; Barrow, E. M., y Wigley, T. M. (Eds.): *Climate and Sea Level Change: Observations, Projections and Implications*. Cambridge University Press. Cambridge, 3-21.
- Warrick, R. A., y Oerlemans, J. (1990): «Sea level rise». En: Houghton, J. T.; Jenkins, G. J., y Ephraums, J. J. (Eds.): *Climate Change. The IPCC Assessment*. Cambridge University Press. Cambridge, 257-281.
- Warrick, R. A.; Le Provost, C.; Meier, M. F.; Oerlemans, J., y Woodworth, P. L. (1996): «Changes in sea level». En: Houghton, J. T.; Meira Filho, L. G.; Callander, B. A.; Harris, N.; Kattenberg, A., y Maskell, K. (Eds.): *Climate Change 1995. The Science of Climatic Change*. Cambridge University Press. Cambridge, 358-405.
- Warwick, G. T. (1964): «Dry valleys of the southern Pennines, England». *Erdkunde*, 18, 116-123.
- Washburn, A. L. (1956): «Classification of patterned ground and review of suggested origins». *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, 823-865.
- Washburn, A. L. (1967): «Instrumental observations on mass wasting in the Mesters Vig District, Northeast Greenland». *Meddelelser om Gronland*, 166, 318 págs.
- Washburn, A. L. (1969): «Weathering, frost action and patterned ground in the Mesters Vig District, Northeast Greenland». *Meddelelser om Gronland*, 176, 303 págs.
- Washburn, A. L. (1979): *Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Arnold. Londres, 406 págs.
- Wasson, R. J. (1977): «Last-glacial alluvial fan sedimentation in the lower Derwent Valley, Tasmania». *Sedimentology* 24, 781-799.
- Wasson, R. J. (1983): «Dune sediment types, sand colour, sediment provenance and hydrology in the Strzelecki-Simpson dunefield, Australia». En: Brookfield, M. E., y Ahlbrandt, T. S. (Eds.): *Eolian Sediments and Processes*, Elsevier. Amsterdam, 165-195.
- Wasson, R. J. (1984): «Late Quaternary palaeo-environments in the desert dunefields of Australia». En: Vogel, J. C. (Ed.): *Late Cenozoic Palaeoenvironmental of the Southern Hemisphere*, Balkema. Rotterdam, 419-432.
- Wasson, R. J.; Rajaguru, S. N.; Misra, V. N.; Agarwal, D. P.; Dhir, R. P.; Singhvi, A. K., y Kameswara Rao, K. (1983): «Geomorphology, Late Quaternary stratigraphy and palaeoclimatology of the Thar dune field». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 45, 117-151.
- Wataron, R. T.; Rodhe, A.; Deschger, H., y Siegenthaler, U. (1990): «Greenhouse gases and aerosols». En: Houghton, J. T.; Jenkins, Y. C., y Ephraums, J. J. (Eds.): *Climatic Change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press. Cambridge, 1-40.
- Watson, A. (1979): «Gypsum crusts in deserts». *Journal of Arid Environments*, 2, 3-20.
- Watson, A. (1983): «Gypsum crusts». En: Goudie, A. S., y Pye, K. (Eds.): *Chemical Sediments and Geomorphology: Precipitates and Residua in the near Surface Environment*. Academic Press. New York, 133-161.
- Watson, A. (1985): «Structure, chemistry and origins of gypsum crusts in southern Tunisia and the central Namib Desert». *Sedimentology*, 32, 855-875.
- Watson, A. (1989a): «Windflow characteristics and aeolian entrainment». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press. London, 209-231.
- Watson, A. (1989b): «Desert crusts and varnishes». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*. Hallstead Press. New York, 25-55.
- Watson, A. (1990): «The control of blowing sand and mobile desert dunes». En: Goudie, A. (Ed.): *Techniques for Desert Reclamation*. Wiley, 35-85.
- Watson, A. J.; Bakker, D. C. E.; Ringwell, A. J.; Boyd, P. W., y Law, C. S. (2000): «Effect of iron supply on Southern Ocean CO<sub>2</sub> uptake and implications for glacial atmospheric CO<sub>2</sub>». *Nature*, 407, 730-733.
- Watson, A.; Price-Williams, D., y Goudie, A. S. (1983): «Palaeoenvironmental interpretation of colluvial sediments and palaeosols of the Late Pleistocene hypothermal in southern Africa». *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 45, 225-250.
- Watts, A. B., y Masson, D. G. (1995): «A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands». *Journal Geophysical Research*, 100, 24487-24498.
- Watts, S. H. (1980): «Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): «mineralogy, genesis and diagenesis». *Sedimentology*, 27, 661-686.
- Watts, S. H. (1983): «Weathering processes and products under arid Arctic conditions». *Geografiska Annaler*, 65A, 85-98.
- Watts, W. A.; Allen, J. R. M., y Huntley, B. (1996): «Vegetation history and palaeoclimate of the last glacial period at Lago



- Grande di Montichio, Southern Italy». *Quaternary Science Reviews*, 15, 133-153.
- Wayland, E. J. (1933): «Peneplains and some other erosional platforms». *Annual Report and Bulletin*, Protectorate of Uganda Geological Survey, Department of Mines, Note 1, 77-79.
- Weaver, A. J. (2003): «The science of climate change». *Geoscience Canada*, 30, 91-109.
- Webb, R. H., y Wilshire, H. G. (Eds.) (1983): *Environmental Effects of Off-road Vehicles*. Springer. New York.
- Weertman, J. (1957): «On the sliding of glaciers». *Journal of Glaciology*, 3, 33-38.
- Weertman, J. (1983): «Creep deformation of ice». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11, 215-240.
- Wegener, A. (1915): *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Sammlung Vieweg, Braunschweig, 94 págs.
- Wellman, H. W., y Wilson, A. T. (1965): «Salt weathering a neglected geological erosive agent in coastal arid environments». *Nature*, 205, 1097-1098.
- Wells, D. L., y Coppersmith, K. J. (1994): «New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement». *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
- Wells, N., y Dorr, J. A. (1987): «A reconnaissance in sedimentation of the Kosi alluvial fan on India». En: Ethridge, f.; Flores, R. M., y Harvey, M. (Eds.): *Recent Development in Fluvial Sedimentology*. Special Publication-Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 39, 51-61.
- Wells, S. G., y Dorr, J. A. (1987): «Shifting of the Kosi River, northern India». *Geology*, 15, 204-207.
- Wells, S. G., y Harvey, A. M. (1987): «Sedimentologic and geomorphic variations in storm generated alluvial fans». Howgill Fells, Northwestern England. *Bulletin Geological Society of America*, 98, 182-198.
- Wells, S. G.; Metadden, L. D., y Dohrenwend, J. C. (1987): «Influence of late Quaternary climatic changes on geomorphic and pedogenic processes on a desert piedmont, eastern Mojave Desert, California». *Quaternary Research*, 27, 130-146.
- Wenland, W. M., y Bryson, R. A. (1974): «Dating climate episodes of the Holocene». *Quaternary Research*, 4, 9-24.
- Wesson, R. L. (1983): «The eruption of Mount St. Helens - Entering the era of real-time geology». En: Tank, R. W. (Ed.): *Environmental Geology*, Oxford University Press. New York, 50-62.
- Wesson, R. L.; Helley, E. J.; Lajoie, K. R., y Wentworth, C. M. (1975): «Faults and future earthquakes». En: Borchardt, R. D. (Ed.): *Studies for seismic zonation in the San Francisco Bay region*. United States Geological Survey Professional Paper 941-A, págs. A5-A30.
- Westgate, J. A., y Naeser, N. C. (1998): «Tephrochronology and fission-track dating». En: Rutter, N. W., y Catto, N. R. (Eds.): *Dating Methods for Quaternary Deposits*, Geological Association of Canada, Geotext. St. John's, 15-28.
- Whithman, A. (2000): *Geomorphology of the Tropics*. Springer. Berlin, 314 págs.
- Whithmann, A. (2000): *Geomorphology of the Tropics*. Springer. Berlin, 314 págs.
- Whittaker, C. R. (1973): *A Bibliography of Pediments*. GeoAbstracts. Norwich, 95 págs.
- Whittaker, C. R. (1979): «The use of the term «pediment» and related terminology». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23, 427-39.
- White, D. J.; Burroves, G.; Davis, T.; Hajmal, Z.; Hirsche, K.; Hutcheon, I.; Majer, E.; Rostron, B., y Whittaker, S. (2004): «Greenhouse gas sequestration in abandoned oil reservoirs. The International Energy Agency Weyburn pilot project. *GSA Today*, 14, 4-10.
- White, E. L., y White, B. D. (1969): «Processes of cavern breakdown». *National Speleological Society Bulletin*, 31, 83-96.
- White, E. L., y White, B. D. (2000): «Breakdown morphology». En: Klimchouk, A. B.; Ford, D. C.; Palmer, A. N., y Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, 427-429.
- White, W. A. (1972): «Deep erosion by continental ice sheets». *Bulletin of the Geological Society of America*, 83, 1037-1056.
- White, W. B. (1988): *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press. Oxford, 464 págs.
- White, W. B. (2005): «Gypsum flowers and related speleothems». En: Culver, C. C., y White, W. D. (Eds.): *Encyclopedia of Caves*. Elsevier. Amsterdam, 288-291.
- White, W. B., y Culver, D. C. (2005): En: Culver, D. C., y White, W. B. (Eds.): *Encyclopedia of Caves*. Elsevier. Amsterdam, 81-85.
- Whiteman, C. A. (1995): «Processes of terrestrial deposition». En: Menzies, J. (Ed.): *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann. Oxford, 293-308.
- Whitmore, T. M.; Tuner, B. L.; Johnson, D. L.; Kates, R. W., y Gottschan, T. R. (1990): «Long-term population change». En: Turner, B. L.; Clark, W. C.; Kates, R. W.; Matthews, J. T., y Meyer, W. B. (Eds.): *The Earth as Transformed by Human Action*. Cambridge University Press. Cambridge, 26-39.
- Whitney, M. I. (1978): «The role of vorticity in developing lineation by wind erosion». *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1-18.
- Whitney, M. I. (1979): «Electron micrography of mineral surfaces subject to wind-blast erosion». *Bulletin of the Geological Society of America*, 90, 917-934.
- Whitney, M. I. (1983): «Eolian features shaped by aerodynamic and vorticity processes». En: Brookfield, M. E., y Ahlbrandt, T. S. (Eds.): *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier, Amsterdam, 223-245.
- Whitney, M. I. (1985): «Yardangs». *Journal of Geological Education*, 33, 93-96.
- Whitney, M. I., y Dietrich, R. V. (1973): «Ventifact sculpture by windblown dust». *Bulletin of the Geological Society of America*, 84, 2561-2581.
- Whitney, M. I., y Spletstoesser, J. F. (1982): «Ventifacts and their formation: Darwin Mountains, Antarctica». En: Yaalon, D. H. (Ed.): *Aridic Soils and Geomorphic Processes*. Catena Supplement 1. Braunschweig, 175-194.
- Wickham, S. S., y Johnson, W. H. (1981): «The Tiskilwa till, a regional view of this origin and depositional processes». *Annals of Glaciology*, 2, 176-182.
- Wieczorek, G. F. (1996): «Landslides triggering mechanisms». En: Turner, A. K., y Schuster, R. L. (Eds.): *Landslides: Investigation and Mitigation*. Special Report, 247. National Academic Press. Washington, 76-90.
- Wiggs, G. F. S. (1997): «Sediment mobilisation by the wind». En: Thomas, D. S. G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. John Wiley. Chichester, 351-372.



- Wiggs, G. F. S.; Linvingstone, I., y Warren, A. (1996): «The role of streamline curvature in sand dune dynamics: evidence from field and wind tunnel measurements». *Geomorphology*, 17, 29-46.
- Wilford, G. E., y Wall, J. A. D. (1965): «Karst topography in Sarawak». *Journal Tropical Geography*, 21, 44-70.
- Wilhelmy, H. (1958): *Klimamorphologie der Massengesteine*. Westerman. Brunswick, 238 págs.
- Wilkinson, B. H. (2005): «Humans as geologic agents: A deep-time perspective». *Geology*, 33, 161-164.
- Willems, B. (1983): «Transport by wind of granular materials of different grain shapes and densities». *Sedimentology*, 30, 669-679.
- Williams, G. E. (1971): «The central Australian stream floods of February-March 1967». *Sedimentology*, 17, 1-40.
- Williams, G. E. (1973): «Late Quaternary piedmont sedimentation, soil formation and paleoclimates in arid south Australia». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, 102-125.
- Williams, G. P. (1971): «Flood deposits of the sand-bad ephemeral streams of central Australia». *Sedimentology*, 17, 1-40.
- Williams, G. P. (1988): «Paleofluvial estimates from dimensions of former channel and meanders». En: Baker, V. R.; Craig Kocher, R., y Patton, P. C. (Eds.): *Flood Geomorphology*. Wiley. New York, 321-334.
- Williams, H. y McBirney, A. R. (1979): *Volcanology*. Freeman and Cooper. San Francisco, 391 págs.
- Williams, H. F. L.; Hutchinson, A., y Nelson, A. R. (2005): «Multiple sources for late-Holocene tsunamis at Discovery Bay, Washington State, USA». *The Holocene*, 15, 60-73.
- Williams, J. H., y Vineyard, J. M. (1976): «Geologic indicators of subsidence and collapse in karst terrain in Missouri». *55th Annual Meeting Transportation Research Board*. Washington.
- Williams, J. J.; Butterfield, G. R., y Clark, D. G. (1994): «Aerodynamic entrainment thresholds: effect of boundary layer flow conditions». *Sedimentology*, 41, 309-328.
- Williams, M. A. J. (1978): «Termites, soils and landscape equilibrium in the Northern Territory of Australia». En: Davis, J. L., y Williams, M. A. J. (Eds.): *Landform Evolution in Australasia*. Australian National University Press. Canberra, 128-141.
- Williams, M. A. J. (1994): «Cenozoic climatic changes in deserts: a synthesis». En: Abrahams, A. D., y Parsons, A. J. (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman and Hall. London, 644-670.
- Williams, M. A. J., y Williams, F. M. (1980): «Evolution of the Nile basin». En: Williams, M. A. J., y Faure, H. (Eds.). *The Sahara and the Nile*. Balkema. Rotterdam, 207-224.
- Williams, P. J., y Smith, M. W. (1989): *The Frozen Earth. Fundamental in Geocryology*. Cambridge University Press. Cambridge, 306 págs.
- Williams, P. W. (1966): «Limestone pavements with special reference to West Ireland». *Transactions of the Institute of British Geographers*, 40, 155-172.
- Williams, P. W. (1969): «The geometric effect of groundwater». En: Chorley, R. J. (Ed.): *Water, Earth and Man*. Methuen. London.
- Williams, P. W. (1971): «Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 15, 40-61.
- Williams, P. W. (1972): «Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea». *Bulletin of the Geological Society of America*, 83, 761-796.
- Williams, P. W. (1978): «Interpretations of Australasian karst». En: Davies, J. L., y Williams, M. A. J. (Eds.): *Landform Evolution of Australasia*. Australian National University Press. Canberra, 259-288.
- Williams, P. W. (1983): «The role of subcutaneous zone in karst hydrology». *Journal Hydrology*, 61, 45-67.
- Williams, P. W. (1993): «Environmental change and human impact of karst terrains: an introduction». En: Williams, P. W. (Ed.): *Karst Terrains: Environmental Changes and Human Impact*. Catena, Supplement, 25, Cremlingen, 1-20.
- Williams, P. W. (2004a): «Dolines». En: Gunn, J. (Ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn. New York, 304-310.
- Williams, P. W. (2004b): «Dolines». En: Goudie, A. S. (Ed.) *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 266-270.
- Williams, R. B. G., y Robinson, D. A. (1981): «Weathering of sandstone by the combined action of frost and salt». *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 1-9.
- Williams, R. B. G., y Robinson, D. A. (1994): «Weathering flutes on siliceous rocks in Britain and Europe». En: Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley. Chichester, 413-432.
- Williams, S. N., y Self, S. (1983): «The October 1902 Plinian eruption of Santa María Volcano, Guatemala». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 16, 33-56.
- Williams, H. (1941): «Calderas and their origins. University of California Publication, Department of Geological Sciences, 25, 239-246.
- Willis, B. (1936): *East African Plateaus and Rift Valleys- Studies in Comparative Seismology*. Carnegie Institute, Publication. Washington, 470 págs.
- Wilson, A. F. (1984): «Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils - a review and some new observations». *Australian Journal of Earth Science*, 31, 303-316.
- Wilson, C. J. N. (1993): «Ignimbritas y calderas: perspectivas históricas, ideas actuales y desarrollos futuros». En: Martí, J., y Araña, V. (eds.). *La Volcanología Actual*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 197-275.
- Wilson, C. J. N., y Houghton, B. F. (2000): «Pyroclast transport and deposition». En: Sigurdsson, H. (Ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. San Diego, 545-554.
- Wilson, I. G. (1971): «Desert sandflow basins and a model for the development of ergs». *Geographical Journal*, 137, 180-199.
- Wilson, I. G. (1972): «Aeolian bedforms-their development and origins». *Sedimentology*, 19, 173-210.
- Wilson, I. G. (1973): «Ergs». *Sedimentary Geology*, 10, 77-106.
- Wilson, J. T. (1963): «A possible origin of Hawaiian islands». *Canadian Journal of Physics*, 41, 863-870.
- Wilson, J. T. (1965): «A new class of faults and their bearing on continental drift». *Nature*, 207, 343-347.
- Wilson, J. T. (1966): «Did the Atlantic close and then reopen?». *Nature*, 211, 676-681.
- Wilson, L. (1968): «Morphogenetic classification». En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson and Ross. Stroudsburg, 717-729.
- Wilson, L. (1969): «Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paleoclimatologie». *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 11, 301-314.



- Wilson, L. (1973): «Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation». *American Journal of Science*, 273, 335-349.
- Winker, C. D., y Howard, J. D. (1977): «Correlation of tectonically deformed shorelines on the southern Atlantic Coastal Plain. *Geology* 5, 123-127.
- Winkler, E. M. (1973): *Stone: Properties, Durability in Man's Environment*. Springer. New York, 230 págs.
- Winkler, E. M., y Singer, P. C. (1972): «Crystallisation pressure of salts in stone and concrete». *Bulletin of the Geological Society of America*, 83, 3509-3514.
- Wintle, A. G. (1993): «Luminescence dating of aeolian sands—an overview. En: Pye, K. (Ed.): *Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*, Geological Society of London, Special Paper 72. London, 49-58.
- Wirthmann, A. (1964): «Die Landformen der Edge-Inseö in Südost-Spitzbergen». *Ergebnisse der Stanforland-Expedition*, V.2, 53 págs.
- Wohl, E. E. (2000): «Geomorphic effects of flood». En: Wohl, E. E. (Ed.): *Inland Flood Geomorphology*. Cambridge University Press. Cambridge, 167-193.
- Wohl, E. E. (2004): «Flood». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 378-380.
- Wohlrab, B. (1969): «Effects of mining subsidences on the ground water and remedial measures. *Publications of International Association of Sciences Hydrological*, 89, 52-512.
- Wolman, M. G. (1967): «A cycle of sedimentation and erosion in urban river channels». *Geografiska Annaler*, 49-A, 385-395.
- Wolman, M. G., y Gerson, R. (1978): «Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology». *Earth Surface Processes*, 3, 189-208.
- Wolman, M. G., y Leopold, L. B. (1957): «River flood plains: some observations on their formation». *United States Geological Survey Professional Paper*, 282C, 87-107.
- Woo, M. K., y Winter, T. C. (1993): «The role of permafrost and seasonal frost in the hydrology of northern wetlands in North America». *Journal of Hydrology*, 141, 5-31.
- Wood, A. (1942): «The development of hillside slopes. *Proceeding of Geological Association*, 53, 128-140.
- Wood, H. O., y Neumann, F. (1931): «Modified Mercalli intensity scale of 1931». *Bulletin of the Seismological Society of America*, 21, 277-283.
- Woodroffe, C. D. (2002): *Coasts. Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, 623 págs.
- Woodward, J. C.; Macklin, M. G., y Lewin, J. (1994): «Pedogenetic Weathering and relative-age dating of Quaternary alluvial sediments in the Pindus Mountains of Northwest Greece». En: Robinson, D. A., y Williams, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. Wiley. Chichester, 259-283.
- Wopfner, H. (1978): «Silcretes of northern South Australia and adjacent regions». En: Langford Smith, T. (Ed.): *Silcrete in Australia*. Department of Geography, University of New England, 93-141.
- World Glacier Monitoring Service (1989): *World Glacier Inventory*, IAHS, (ICSJ). UNEP-UNESCO.
- World Resources (1998): *World resources 1996-1997*. Oxford University Press. Oxford.
- Worsley, P. (1974): «Recent "annual" moraine ridges at Austre Okstindebreen, North Norway». *Journal of Glaciology*, 13, 265-277.
- Wright, H. E. Jr. (1984): «Sensitivity in response time of natural systems to climatic change in the late Quaternary». *Quaternary Science Reviews*, 3, 91-131.
- Wright, L. D. (1985): «River deltas». En: Davis, R. A. (Ed.): *Coastal Sedimentary Environments*. Springer. New Cork, 1-76.
- Wright, L. D. (2004): «River Delta. En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 862-866.
- Wright, V. P., y Tucker, M. E. (Eds.) (1991): *Calcretes*. Reprint Series of the International Association of Sedimentologists. Blackwell, vol.2. Oxford, 352 págs.
- Wyllie, D. C., y Norrish, N. I. (1996): «Stabilization of rock slopes». En: Turner, A. K., y Schuster, R. L. (Eds.): *Landslides: Investigation and Mitigation*. Special Report, 247. National Academic Press. Washington, 474-504.
- Yair, A., y Gerson, R. (1974): «Mode and rate of escarpment retreat in an extremely arid environment (Sharm el Sheikh, southern Sinai Peninsula)». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21, 106-121.
- Yair, A.; Lavee, H.; Bryan, R. B., y Adar, E. (1980): «Runoff and erosion processes and rates in the Zian Valley badlands, northern Negev, Israel». *Earth Surface Processes*, 5, 205-225.
- Yanes, A. (1990): «Configuración litoral de Tenerife y La Gomera. *Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología*, 5, 197-215.
- Yatsu, E. (1966): *Rock Control in Geomorphology*. Sozoshia. Japan.
- Yatsu, E. (1988): *The Nature of Weathering: An Introduction*. Sozoshia. Tokyo, 624 págs.
- Yazawa, D.; Toya, H., y Kaizuka, S. (1971): *Alluvial Fans*. Kokon Shoin. Tokyo, 318 págs.
- Yeats, R. S.; Sieh, K., y Allen, C. R. (1997): *The Geology of Earthquakes*. Oxford University Press. New York, 568 págs.
- Yershov, E. D. (1998): *General Geocryology*. (Traducida del ruso, Obschchaya Geokriologiya, Nedra, 1990): Cambridge University Press. Cambridge, 580 págs.
- Yohoyama, I. (1993): *Vigilancia de Volcanes Activos: Métodos Geofísicos y Geodésicos*. En: Martí, J., y Araña, V. (Eds.): *La Volcanología Actual*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 445-530.
- Yoshikawa, T. (1970): «On the relations between Quaternary tectonic movement and seismic crustal deformation in Japan». *Bulletin of the Department of Geography. University of Tokyo*, n.º 2.
- Yoshimoto, T., y Suetsugi, T. (1990): «Comprehensive flood disaster prevention measures in Japan». En: Massing, H.; Packman, J., y Zuidema, F. C. (Eds.): *Hydrological Processes and Water Management in Urban Areas*. International Association Hydrological Sciences, Publ. 198, 175-181.
- Young, A. (1964): «Slope profile analysis». *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 5, 17-27.
- Young, A. (1970): «Slope form in part of the Mato Grosso, Brasil». *Geographical Journal*, 136, 383-392.
- Young, A. (1972): *Slopes*. Oliver and Boyd. Edingurgh, 278 págs.
- Young, A. (1976): *Tropical Soils and Soil Survey*, Cambridge University Press. London, 468 págs.
- Young, R. A. (1985): «Geomorphic evolution of the Colorado Plateau margin in West-Central Arizona: a tectonic model to distinguish between the causes of rapid, symmetrical scarp



- retreat and scarp dissection». En: Morisawa, M., y Hack, J. T. (Eds.): *Tectonic Geomorphology*, Allen and Unwin. Boston, 261-278.
- Young, R. M. (1987): «Salt as an agent in the development of cavernous weathering». *Geology*, 15, 962-966.
- Young, R. W. (2004): «Sandstones Geomorphology». En: Goudie, A. S. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, 906-908.
- Young, R., y Young, A. (1992): *Sandstone Landforms*. Springer. Berlin, 163 págs.
- Yuan, D. (1987): «New observations on tower karst». En: Gardiner, V. (Ed.): *International Geomorphology 1986*. Proceedings of 1st International Conference on Geomorphology, Part II. Wiley. Chichester, 1109-1123.
- Zaruba, Q., y Mencl, V. (1969): *Landslides and Their Control*. Elsevier. Amsterdam, 205 págs.
- Zaruba, Q., y Mencl, V. (1982): *Landslides and Their Control*. Elsevier, Amsterdam, 324 págs.
- Zavoianu, I. (1985): *Morphometry of Drainage Basin*. Elsevier. Amsterdam, 238 págs.
- Zazo, C. (2006): «Cambio climático y nivel del mar: La Península Ibérica en un contexto global. Cuaternario y Geomorfología», 20, 115-130.
- Zazo, C.; Dabrio, C. J.; Borja, F.; Goy, J. L.; Lezine, A. M.; Lario, J.; Polo, M. D.; Hoyos, M., y Boersma, J. R. (1999a): «Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva Coast (southern Spain): «climatic and neotectonic implications». *Tectonophysics*, 77, 209-224.
- Zazo, C.; Goy, J. L., y Dabrio, C. J. (1986): «Late Quaternary and recent evolution of coastal morphology of the Gulf of Cádiz (Huelva-Cádiz), Southwestern Spain». *First International Symposia on Harbours, Port Cities and Coastal Topography*. Haifa, Israel. Proceedings 200-203.
- Zazo, C.; Goy, J. L.; Somoza, L.; Dabrio, C. J.; Belluomini, G.; Improta, S.; Lario, J.; Bardají, T., y Silva, P. G. (1994): «Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast». *Journal of Coastal Research*, 10, 933-945.
- Zazo, C.; Silva, P. G.; Goy, J. L.; Hillaire-Marcel, C.; Lario, J.; Bardají, T., y González, A. (1999b): «Coastal uplift in continental collision plate boundaries: Data from the Last interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (South Spain)». *Tectonophysics*, 301, 95-109.
- Zekri, S.; Albisu, L. M.; Aragües, R., y Herrero, J. (1990): *Impacto económico de la salinidad de los suelos en la agricultura de Bardenas I*. Comunicaciones Instituto Nacional de Investigaciones Agrarias, Serie Economía, 36. Madrid, 129 págs.
- Zhang, C.; Li, W., y Day, M. (2005): «Towards establishing effective protective boundaries for the Lunan Stone Forest using an online spatial decision support system». *Acta Carologica*, 34, 151-187.
- Zhende, Z. (1984): «Aeolian landforms in the Taklimakan Desert». En: El-Baz, F. (Ed.): *Desert and Arid Lands*. Martinus Nijhoff. The Hague, 133-144.
- Zielinski, G. A. (1995): «Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the GISP2 Greenland ice core». *Journal of Geophysical Research*, 100, D10: 20937-20955.
- Zischinsky, U. (1966): «On the deformation of high slopes». *Proceedings of First Congress on the International Society of Rock Mechanics*, vol. 2, 179-185.
- Zoltai, S. C. (1971): «Southern limit of permafrost features in peat landforms, Manitoba and Saskatchewan». *Geological Association of Canada, Special Paper*, 9, 305-310.
- Zuchiewicz, W. (2004): «Fault and fault scarp». En: Goudie, A. (Ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, 362-364.
- Zuidam, R. van. (1975): «Geomorphology and Archaeology-Evidences of interrelation at historical sites in the Zaragoza region, Spain». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 19, 319-328.
- Zuidam, R. A. van (1976a): «Periglacial-like feature in the Zaragoza region, Spain». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 20, 227-234.
- Zuidam, R. A. van (1976b): *Geomorphological Development of the Zaragoza Region, Spain*. International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC. Enschede), 211 págs.
- Zuidam, R. A. van (1982): «Considerations on systematic medium-scale geomorphological mapping». *Zeitschrift für Geomorphologie*, 19, 319-320.







# Índice analítico

## A

- Aa, 103
- Abanicos aluviales, 50, 71, 306, 778
  - de clima árido, 309
  - de clima húmedo, 309
- Ablación, 454
- Abrasión, 288, 360, 467
- Abrigos, 152
- Acanaladuras, 471
- Acción
  - antrópica, 399
  - de la helada, 521
  - del viento, 316, 530
  - eólica, 801
    - fluvial en las regiones periglaciares, 761
- Acortamiento, 295
- Actividad
  - fluvial, 529
  - humana, 261
  - volcánica, 92, 716
    - areal, 92
    - central, 92
    - fisural, 92
- Acumulación, 453
- Acumulaciones eólicas, 365
- Aerosoles de sulfatos, 717
- Agrietamiento
  - poligonal, 156
  - por helada, 524
- Agua subterránea, 316
- Alarma, 82
- Alas, 554
- Algas, 140
- Alteración
  - bioquímica, 130
  - de las areniscas, 167
  - de los monumentos, 166
  - geoquímica, 130
- Alterita, 146
- Altitudinal, 446
- Altura de la ola, 400
- Alveolos, 152
- Ampollas salinas, 651
- Anastomosados, 292
- Antecedencia, 37, 295
- Antecerro, 31
- Anticlinal desventrado, 35
- Anticlinales de valle, 44
- Aplanamientos laterales, 635
- Aproximaciones sucesivas, 715
- Arcillas rápidas, 245, 514
- Arcos marinos, 408
- Área, 310
  - de interregueros, 598
  - madre, 384
- Arrastre, 356
- Arrecifes
  - barrera, 411
  - coralinos, 71, 410
  - marginales, 410
- Arreico, 594
- Arroyo, 775
- Asentamientos de las construcciones, 560
- Asimetría de la cuenca de drenaje, 61
- Astenosfera, 88, 23
- Atolones, 411
- Avalanchas, 527
  - de detritos, 122
  - de hielo, 508
  - de nieve, 556
  - de placa, 528



- de polvo, 528
- de rocas, 100, 249, 559
- Avulsión, 295
- Azonal, 446

## B

- Bacterias, 139
- Bacilands, 624
  - desarrollo y evolución, 629
- Bahías, 406
- Balance
  - de masas, 453
  - morfogenético, 230
  - neto, 454
- Balsas, 663
  - de calcita, 208
- Bancos, 689
- Bandas de Forbes, 463
- Bangladesh, 431
- Banquisa, 457
- Barján, 372
- Barniz
  - desértico, 386, 583
  - vítreo, 583
- Barranco, 117, 681
  - de Arás, 343
- Barras, 31, 412
  - de meandro, 304
- Basaltos de meseta, 91
- Bauxita, 669, 673
- Biogemorfología, 139
- Biokarst, 179
- Bloques, 109
  - de arrastre, 527
  - erráticos, 488
- Blowouts, 379
- Bombas volcánicas, 109
- Bornhardt, 615, 696
- Borrascas, 327
- Brechas de las cuevas, 207
- Bucles de lodo, 578
- Bufaderos, 408
- Bulbo de deshielo, 561
- Bulges, 43

## C

- Calas, 406
- Calcreta, 586
- Caldera
  - de escudos basálticos, 116
  - de subsidencia, 115
  - tipo Krakatoa, 116
- Caliche, 386, 586
  - acintado, 587

- edafogénico, 589
- no edafogénico, 590
- noduloso, 588
- pulverulento, 587
- Camber, 43
- Cambio(s)
  - ambiental geológico, 706
  - antrópico, 720
  - climático, 7, 258, 706
    - corto y rápido, 717
    - en las zonas áridas, 767
    - en los trópicos húmedos, 797
    - global en las zonas periglaciares, 764
  - de uso del suelo, 262
  - de volumen, 655
  - en la población, 720
  - geomorfológico, 12
- Campos de lapiaz, 181
- Canales
  - anastomosados, 293
  - de desagüe, 309
  - de desbordamiento, 499
  - de incisión, 309, 315
  - intraglaciares y subglaciares, 495
  - marginales, 494
  - meandriiformes, 294
  - proglaciares, 495, 499
  - rectos, 683
  - sinuosos, 684
  - subglaciares, 499
  - supraglaciares, 494
- Canalización, 349
- Canchales, 540, 559
- Capa activa, 519
- Captura, 291
- Carga
  - de fondo, 287
  - en disolución, 286, 677
  - en suspensión, 287, 677
- Cartografía
  - de áreas con riesgo de inundación, 332
  - de fallas y lineamientos, 55
  - de laderas, 232
  - de las regiones paleosísmicas, 55
- Cascada, 288, 684
  - constructora, 199
- Casquete(s)
  - de Fenoscandia, 743
  - de hielo continentales, 456
  - de hielo de meseta, 457
  - Lauréntido, 743
- Castle kopje, 615
- Cataratas, 288, 684
- Causas
  - de la aridez, 569
  - de las inundaciones, 327



- geológicas, 254
  - geomorfológicas, 255
  - Cavidades kársticas en yeso, 219
  - Cavitación, 288
  - Cenizas, 109
  - Cenotes, 191
  - Césped almohadado, 534
  - Chevrons*, 34
  - Chiflones*, 359
  - Chimenea de colapso, 190
  - Ciclo
    - de Dansgaard-Oeschger, 740
    - de Wilson, 30
  - Ciclones tropicales, 431
  - Cimatogenia, 7
  - Circos, 474
  - Círculos, 533
  - Clasificación
    - de las dunas, 372
    - por helada, 524
    - térmica, 456
  - Cluse*, 35
  - Cockpit, 186
  - Coladas
    - basálticas, 103
    - de barro, 243, 527
    - de lavas ácidas, 108
    - piroclásticas, 111
  - Colapsos estructurales por gravedad, 44
  - Comba, 35
  - Combamiento, 689
  - Combustibles renovables no fósiles, 718
  - Compactación diferencial, 729
  - Complejo de kames, 504
  - Composición de la Tierra, 21
  - Concepto de equilibrio, 11
  - Conos
    - adventicios, 106
    - de derrubios, 541
    - de piroclastos, 113
  - Consecuencias
    - del cambio climático, 712
    - geomorfológicas, 712
  - Continentalidad, 570
  - Control de la erosión, 427
  - Cordones
    - de meandros, 305
    - de nivación, 548
    - glaciares, 51
  - Cornisa, 619
  - Corrientes
    - de resaca, 401
    - oceánicas, 399, 403
    - frías, 570
  - Corrosión, 178
    - por enfriamiento, 179
    - por mezcla, 179
  - Costas acantiladas, 404
  - Costra
    - calcárea, 586
    - yesífera, 386, 590
  - Cráteres de impacto, 45, 646
  - Crecimiento de cristales, 138
  - Creep*, 234
    - de helada, 526
  - Crestas, 106, 370, 619
  - Crioclastia, 132
  - Criokarst, 552
  - Criopedimentos, 538
  - Crioturbaciones, 523
  - Criptodomas, 108
  - Cronología
    - absoluta, 10
    - relativa, 10
  - Cronosecuencia, 323
  - Cuantificación de la disolución de las calizas, 180
  - Cubierta de nubes, 716
  - Cuencas, 479
    - de deflación, 363
    - de recepción, 309
    - de sedimentación, 644
    - erosivas, 643
    - tectónicas, 643
  - Cuesta, 31
  - Cultivo abusivo, 661
  - Cúmulo-domo, 112
  - Cuñas
    - de arena, 524
    - de hielo, 520, 524
    - fósiles, 757
  - Cursos de los ríos, 51
  - Cúspides de playa, 401
- ## D
- Dambos, 685
  - Debris flows*, 247, 315
  - Deckenkarren*, 184
  - Deflación, 360
  - Deforestación, 661
  - Deformaciones glaciotectónicas, 500
  - Deltas, 420
    - de dominio del oleaje, 422
    - de dominio fluvial, 422
    - de dominio mareal, 422
    - de kame, 503
    - de lava, 108
    - glaciolacustres, 505
  - Depósitos
    - alóctonos, 204-205
    - autóctonos, 204-205
    - clásticos, 205



- de flujo, 207
- de fondo de canal, 304
- de llanura de inundación, 305
- de placer, 514
- de tamiz, 315
- piroclásticos de caída, 109
- Depresiones cerradas, 689
  - arcillosas, 648
  - por disolución kárstica, 644
- Deriva, 24
  - litoral, 401
- Desarrollo
  - de los ergs, 367
  - sostenible, 166, 735
- Descarga marginal, 487
- Desertificación, 658
- Desfonde periglaciario, 469
- Deshielo
  - subglaciario, 487
  - supraglaciario, 487
- Desiertos
  - cálidos, 571
  - de escudos y plataformas, 573
  - de montañas y depresiones, 573
  - fríos, 571
- Deslizamientos, 50, 81, 234, 237
  - basales, 461
  - de detritos, 243
  - de suelos y detritos, 242
  - gravitacionales, 252
  - rocosos, 242
  - rotacionales, 238
  - traslacionales, 240
- Desplazamiento de masas, 523
- Desprendimientos, 236
  - de rocas, 525
- Detritos
  - endoglaciares, 486
  - subglaciares, 486
  - supraglaciares, 486
- Difluencia glaciario, 481
- Diques, 349
  - anulares, 115
  - naturales, 305
- Discontinuidad
  - de Conrad, 21
  - de Gutenberg, 21
  - de Lehman, 21
  - de Mohorovicic, 21
- Discos circulares de caliza, 180
- Disolución
  - de la dolomita, 180
  - de las evaporitas, 215
  - de los carbonatos, 178
- Distribución del tamaño de las partículas, 488
- Dobles superficies de aplanamiento, 692

- Dolina(s), 184
  - aluviales, 191
  - de colapso, 186, 218
  - de disolución, 186
    - en yeso, 217
  - de forma asimétrica, 188
  - en cubeta, 186
  - en embudo, 186
  - en pozo, 186
  - fosilizada, 191
  - nival, 188
- Dolocretas, 586
- Dominio
  - de sabana, 668
  - de selvas, 668
  - eólico, 572
  - fluvial, 572
  - periglaciario, 518
- Domo
  - anidado, 112
  - de lava, 108
- Dorsales oceánicas, 24
- Dragado, 349
- Drenaje
  - endógeno, 594
  - exógeno, 594
- Drumlins*, 491
- Dunas
  - activas, 790
  - comienzo de la formación, 369
  - descendientes, 382
  - durmientes, 790
  - eco, 382
  - en domo, 374
  - inactivas, 790
  - inversas, 374
  - lineales, 374
  - litorales, 381, 415
  - parabólicas, 380
  - piramidales, 376
  - rampantes, 382
  - reticuladas, 377
  - transversales, 372
- Durabilidad, 167
  - de la playa, 429

## E

- Ecosistemas terrestres, 720
- Efecto
  - de albedo, 571
  - orográfico, 570
- Encauzamiento, 349
- Endokarst, 176, 201
- Endorreico, 594
- Endrumpf*, 6



- Energía
    - crítica, 284
    - eólica, 392
    - nuclear, 719
    - renovable, 424
    - solar, 719
    - térmica oceánica, 719
  - Enriquecimiento supergénico, 161
  - Ensanchamiento, 349
  - Enterramiento del CO<sub>2</sub>, 718
  - Epicentro, 20
  - Epikarst, 190
  - Epirogenesis, 7
  - Equilibrio dinámico, 230
  - Erg, 366
  - Erosión
    - del suelo, 730
    - eólica, 360
    - fluvioglaciár, 498
    - glaciár, 466
    - hídrica laminar, 679
    - lateral, 288
    - vertical, 288
  - Erupciones
    - estrombolianas, 94
    - freáticas, 98
    - hawaianas, 93
    - islándicas, 93
    - peleanas, 95
    - plinianas, 97
    - subacuáticas, 98
    - subglaciares, 99
    - vesubianas, 95
    - vulcanianas, 95
  - Escala
    - de Richter, 20
    - espacial, 14
    - temporal, 14
  - Escalonamiento de superficies de corrosión, 196
  - Escalones, 534
  - Escarpes de falla, 37
  - Escombreras, 724
  - Escorrentía, 598
    - superficial, 316
  - Eskers*, 501
  - Espeleología, 177, 201
  - Espelotema, 206
    - de yeso, 220
  - Esqueleto del volcán, 118
  - Estabilidad relativa, 295
  - Estalactitas, 105, 207
  - Estalagmitas, 105, 207
  - Estavelles*, 194
  - Estéricos, 398
  - Estrangulamiento, 295
  - Estratificación, 463
  - Estratigrafía paleosísmica, 56
  - Estratovolcanes, 114
  - Estrías, 470
  - Estructura
    - de la Geomorfología, 17
    - de los glaciares, 463
  - Estuario, 418
  - Estudios neotectónicos, 56
  - Etapas
    - histórica, 439
    - taxonómica, 439
  - Evaporación, 594
  - Eventos Heinrich, 741
  - Evolución de los abanicos aluviales, 316
  - Excavaciones de rocas y minerales, 724
  - Excéntricas, 207
  - Exhumación, 700
  - Exokarst, 176
  - Exorreico, 594
  - Expansión térmica, 139
  - Explosividad, 91
  - Explotaciones a cielo abierto, 565
  - Exposición, 264
  - Extensión
    - del fondo oceánico, 24
    - en rocas, 244
  - Extensiones
    - en suelos y detritos, 245
    - laterales, 244
  - Extracción
    - de fluidos, 657, 726
    - de minerales en galerías subterráneas, 728
  - Extrazonal, 446
- ## F
- Facetas
    - trapezoidales de falla, 37
    - triangulares de falla, 37
    - triangulares de ladera, 550, 620, 771
  - Factor(es)
    - climático, 311
    - de seguridad, 254
    - en el desarrollo de los abanicos, 311
    - litológico, 311
    - que condicionan la estabilidad de las laderas, 254
    - tectónico, 312
    - topográfico, 311
    - zonal, 570
  - Fallas, 463
    - de transformación, 27
    - en dirección, 39
    - inversas, 39
    - normales, 37
  - Ferrocarril Transiberiano, 562



Fiordos, 420, 481  
*Firths*, 483  
 Fisuras gigantes de desecación, 580  
 Fitogeomorfología, 139  
 Flechas, 413  
 Flujo  
   de detritos, 247  
   de roca, 247  
   de tierras, 247  
   deslizante, 250  
   freático, 202  
   piroclástico, 97  
   turbulento, 284  
   vadoso, 202  
 Fluviokarst, 209  
 Foliación, 463  
 Formas, 310, 355  
   acastilladas, 694  
   alveolares, 202  
   de erosión glaciar, 470  
   de las laderas, 232  
   periglaciares, 532  
   relictas, 757  
 Fracturación, 468  
 Frecuencia, 75  
 Frente  
   de capilaridad, 158  
   de meteorización, 147  
 Fuegos, 50, 81  
 Fuentes  
   intermitentes, 200  
   kársticas, 200  
   vaclusianas, 200  
 Fumarolas, 101  
 Fusión de la nieve, 257

## G

Gases de efecto invernadero, 710  
 Gelifluxión, 526  
 Gelifracción, 132  
 Gelivación, 132  
 Génesis de las lateritas, 672  
 Geoidales, 399  
 Geología  
   glaciar, 452  
   planetaria, 452  
 Geomorfología  
   Ambiental, 16, 441  
   Antrópica, 720  
   Aplicada, 16  
   Azonal, 17  
   Climática, 17, 436, 439  
   Climatogenética, 447  
   Cuantitativa, 2, 9  
   de las zonas áridas, 440

  de procesos, 9  
   Dinámica, 9  
   Estructural, 17, 20  
   Extraterrestre, 2  
   Fluvial, 276  
   Glaciar, 439  
   Histórica, 2  
   Kárstica, 177  
   Litoral, 396  
   Periglaciar, 439  
   Planetaria, 2  
   Tectónica, 20, 48  
   Tropical, 440  
 Gestión del litoral, 424  
*Geysers*, 101  
 Gilgai, 580  
   circular, 581  
   escalonado, 581  
 Glaciares  
   con flujos espasmódicos, 462  
   de circo, 459, 747  
   de nicho, 461  
   de piedemonte, 459  
   de valle de tipo alpino, 459  
   de valle de tipo salida, 459  
   deformación interna, 469  
   polares, 456  
   rocosos, 544, 757  
     activos, 544, 559  
     inactivos, 544  
     relictos, 547  
   templados, 456  
 Glacioeustáticas, 754  
 Glacio-eustatismo, 398  
 Glacioisostasia, 752  
 Glaciología, 452  
 Glaciotectónica, 513  
 Glacis, 630  
   cubiertos, 50  
   de acumulación, 631  
   de erosión, 50, 631  
   encajados, 636  
*Gnammas*, 153  
 Golpes de gubia, 203  
 Gondwana, 24  
*Gours*, 207  
 Grado  
   de anastomosamiento, 292  
   de trenzamiento, 292  
 Grandes ríos tropicales, 688  
 Gravas cementadas, 587  
*Grèzes litées*, 547  
 Grietas  
   de desecación, 577  
   o *crevasses*, 464  
 Gusanos terrestres, 142



## H

Haloclastismo, 135  
Hamada, 575  
    de bloques, 575  
    rocosa, 575  
Hendiduras de fricción, 471  
Hidratación, 139  
Hidráulica del flujo fluvial, 282  
Hidroclastismo, 134  
Hidrograma, 331, 596  
Hidrología, 688  
    de las zonas áridas, 646  
Hidrosistema, 279  
Hidrostatía, 399  
Hielo de pingo, 520  
Hipocentro, 20  
Hipótesis del retroceso del escarpe, 699  
Hogback, 31  
Hohlkarren, 184  
Holokarst, 209  
Hombros, 478  
Hornitos, 106  
Huecos alrededor de los cantos, 523  
Hums, 194

## I

Icebergs, 508  
Icings, 519  
Ideas catastróficas, 3  
Impacto del hombre, 724  
Implicaciones geomorfológicas, 386  
Incertidumbres, 714, 716  
Índice  
    de sinuosidad del frente montañoso, 62  
    del gradiente del thalweg, 61  
    geomorfológico de actividad tectónica, 61  
Infiltración, 598  
Inselbergs, 632, 694, 799  
    de posición, 632  
    de resistencia, 632  
    de bloques, 694  
    de posición (*fernlinge*), 699  
    en domo, 695  
Intensidad, 74  
Interestadiales, 740  
Interferometría de radar, 60  
Intervalo de recurrencia, 331  
Inundación en manto, 314, 635  
Inundaciones, 50, 326  
    catastróficas, 703  
    de nivel freático, 327  
    fluviales, 327  
    litorales, 327  
    súbitas, 327

Inversión de relieve, 117, 689  
Isobasas, 753  
Isostasia, 7, 23

## J

*Jökulhaups*, 100, 496, 509, 744

## K

*Kamenitzas*, 184  
*Kames*, 503  
Karst, 177  
    activo, 177  
    cónico, 211  
    cubierto, 177  
    de evaporitas, 214  
    de las regiones áridas, 211  
    de las regiones frías, 210  
    de las regiones templadas, 210  
    de las regiones tropicales, 211  
    desnudo, 177  
    de torres, 211  
    exhumado, 177  
    interestratal, 177  
    poligonal, 188  
    relicto, 177  
    subterráneo, 201  
Karstificación, 162  
*Kettled sandar*, 504  
*Kluftkarren*, 184  
*Knick*, 632  
*Knickpoints*, 291

## L

Laderas, 230, 678  
    acarcavadas (*badlands*), 624  
    complejas, 616  
    compuestas, 616  
    de barlovento, 370  
    de bloques, 541  
    de detritos, 619  
    de gelifluxión, 537  
    de sotavento, 370  
    en rocas cristalinas, 614  
    en rocas estratificadas, 616  
    en zonas áridas, 614  
    simples, 616  
    y su evolución, 770  
Lagos  
    de deshielo, 553  
    de lava, 94  
    de represamiento glaciar, 509  
    orientados, 553  
    salinos, 648  
Lahares, 101, 249, 511



Lajamiento, 131, 469  
 Lapiaces litorales, 184  
 Lapiaz  
   cubierto, 181  
   libre, 181  
 Lapilli, 109  
 Laterita, 159, 668  
   constitución y estructuras, 669  
 Lava, 86  
   almohadillada, 98  
   estriada, 106  
 Leche rocosa, 208  
 Lester Charles King, 7  
 Levantamiento, 356  
   por helada, 522  
 Licuefacción, 50, 80  
 Línea  
   de equilibrio, 454  
   de cantos, 679  
   de costa, 50  
 Líquenes, 140  
 Litosfera, 22, 88  
   continental, 22  
   oceánica, 22  
 Lóbulo  
   deposicional activo, 309  
   de derrame, 305  
 Loess, 387, 531  
   peridesérticos, 387  
   periglaciares, 387  
 Longitud de la ola, 400  
 Luneta(s), 382, 644  
*Lunette*, 364  
 Llanura(s)  
   de bloques, 541  
   de inundación, 304  
   de lodo, 417  
   de origen lacustre, 505  
   de sandar, 504  
   grabada, 692

## M

*Maars*, 98  
 Magma, 86  
 Magnitud, 75  
   y frecuencia de las inundaciones, 330  
 Mal de la piedra, 166  
 Malpais, 103  
 Manglares, 418  
 Mantos  
   de arena, 367, 377  
   de till, 490  
 Mapas  
   de Riesgo de Avalanchas, 557  
   de Zonas de Avalanchas, 558

Geomorfológicos, 16  
 Mar Aral, 656  
 Marcadores  
   geomorfológicos lineales, 51  
   geomorfológicos planares, 50  
 Mareas, 403  
 Mareógrafos, 60  
 Márgenes  
   convergentes, 27, 88  
   de transformación, 88  
   divergentes, 27, 88  
 Marismas, 417  
 Marmitas, 288, 499  
*Meanderkarren*, 184  
 Meandriformes, 292  
 Meandro(s)  
   abandonado, 294  
   encajados, 295  
 Medias naranjas, 678  
 Medidor de microerosión, 180  
 Megaripples, 359  
 Merokarst, 209  
 Mesas, 30, 689  
   glaciares, 454  
 Mesosfera, 23  
 Metamorfosis  
   de los ríos, 299  
   del canal, 780  
 Meteorización, 255, 316  
   de los silicatos, 142  
   esferoidal, 149  
   por insolación, 133  
   química, 142, 525  
 Método(s)  
   hidroquímico, 181  
   de datación, 52  
     absoluta, 54  
     relativa, 53  
 Minería subterránea, 565  
 Mitigación, 82, 718  
 Modelado(s)  
   desarrollados en lateritas, 689  
   estructurales, 20  
   lábil, 13  
   pseudoestructurales, 43  
   resistentes, 13  
   tectónicos, 20  
   tropical, 674  
 Modelo(s), 10  
   climáticos globales, 714  
   conceptual de cuña, 66  
   de Airy, 23  
   de Pratt, 23  
 Montes, 35  
 Morfología  
   de los acantilados, 406



- de los canales, 688
- Morfometría
  - de un circo, 475
  - de una cuenca fluvial, 279

- Morrenas
  - acanaladas, 491
  - anuales, 494
  - centrales, 490
  - de descarga, 493
  - de desintegración, 494
  - de empuje, 493
  - de fondo, 490
  - laterales, 490
  - terminales, 490, 510
  - transversales de valle, 493
- Movilidad de las partículas, 356
- Movimiento(s)
  - de los glaciares, 461
  - de masa, 231, 525, 627

## N

- Nebkhas*, 378
- Neotectónica, 49
- Neviza, 455
- Nichos
  - de nivación, 529, 548
  - de termo-erosión, 551
- Nivación, 529
- Nivel del agua, 258
- Nivelación de precisión, 59
- Nubes ardientes, 97
- Número
  - de Froude, 284
  - de Reynolds, 284
- Nunataks, 457

## O

- Ojivas, 463
- Olas, 400
  - y mareas, 719
- Oleadas piroclásticas, 110
- Oleoducto Transalaskiano, 563
- Ondas
  - P, 20
  - S, 20
  - superficiales, 20
- Origen
  - de los bloques, 695
  - de los circos, 476
- Outwash*, 504

## P

- Pahoehoe*, 103
- Paleohidrología, 333

- Paleoinundaciones, 497
- Paleokarst, 177
- Paleolagos, 782
- Paleomagnetismo, 24
- Paleosismología, 49
- Palsas, 535
- Pangea, 24
- Parcelas, 676
- Pavimentos desérticos, 576
- Pedestales, 180
- Pedillanura(s), 7, 638
- Pedimento, 619, 630
  - cubierto, 630
- Pediplanización, 638
- Peligrosidad
  - hazard*, 264
  - sísmica, 74
- Pendiente, 311
- Penillanura, 4
- Pequeñas cuencas, 677
- Pérdida(s)
  - de suelo, 676
  - filtrantes, 199
- Perfil(es)
  - de alteración con fines ingenieriles, 164
  - de equilibrio, 291
  - de la ladera, 232
  - de la laterita, 671
  - de los acantilados, 406
  - de meteorización, 146, 469
    - relictos, 798
  - longitudinal, 479
  - longitudinales de los ríos, 65
  - topográficos, 56
  - transversal, 478
- Periodo, 400
  - de retorno, 331
  - interpluvial, 768
  - pluvial, 768
- Perlas de las cuevas, 207
- Permafrost
  - alpino, 519
  - continuo, 519
  - discontinuo, 519
  - esporádico, 519
  - polar, 519
  - submarino, 519
- Piedmonttreppen*, 6
- Pilancones, 197
- Pingos, 536, 757
  - colapsados, 553
- Piping*, 602, 644, 681
- Piprake*, 522
- Pitones, 108, 112
- Pitted outwash*, 504
- Placas litosféricas, 88



Placeres, 162, 565  
 Plancton, 410  
*Planezes*, 118  
 Plataforma(s), 30  
   de abrasión, 72, 408  
   de apilamiento lávico, 108  
   de hielo, 457  
 Playa(s), 50, 412, 639  
 Pliegues, 463  
 Plumas mantélicas, 90  
 Polígonos, 533  
   salinos, 651  
 Poljes, 193  
   de borde, 195  
   de nivel de base, 195  
   estructurales, 195  
   inundados, 194  
   secos, 194  
 Polvo  
   atmosférico, 717  
   eólico, 383  
 Ponors, 194  
 Porcentaje de sodio intercambiable, 604  
 Procesos atectónicos, 43  
 Precipitación, 255, 591  
 Predicción, 119  
   de los deslizamientos, 270  
   del cambio climático, 713  
 Presas, 348, 430  
   de tierra, 662  
 Presión criostática, 523  
 Prevención, 81  
   y mitigación de las inundaciones, 348  
*Primärrumpf*, 6  
 Procedencia de las partículas eólicas, 355  
 Procesos  
   de alimentación, 314  
   de remodelación, 316  
   en las dunas, 369  
   eólicos, 354  
   fluviales, 314  
   periglaciares, 521  
   sedimentarios, 314  
   y diferenciaciones morfoclimáticas, 441  
 Profundidad, 400  
   de meteorización, 147  
 Pseudokarst, 177  
 Pseudolapiaz, 156  
 Puente natural, 197  
 Pulido glaciario, 471  
 Punto de intersección, 309

## R

Rambla, 775  
 Rampas salinas, 651

Rápidos, 288, 684  
 Rebote  
   elástico, 75  
   glacioisostático, 23  
 Rectos, 292  
 Redes de triangulación, 59  
 Reducción del riesgo, 271  
 Refracción de las olas, 400  
 Regiones  
   morfoclimáticas, 445  
   morfogenéticas, 441  
 Registro instrumental, 713  
 Regolito, 146, 625  
 Regueros, 599  
 Relación  
   anchura/altura, 62  
   de absorción de sodio, 604  
   de meteorización, 230  
 Relieve(s)  
   apalachiano, 35  
   aplanado, 35  
   congruente, 35  
   en graderío, 31  
   invertido, 35  
   jurásico, 35  
 Rellenos  
   de canal abandonado, 306  
   de valle, 609  
 Remolinos de polvo, 385  
 Reptación, 357, 679  
 Resistencia al flujo, 284  
 Resonancia, 80  
 Respuesta compleja, 12  
 Revolución  
   Agrícola, 721  
   Industrial, 722  
 Riada del Júcar, 343  
 Rías, 420  
 Riesgo(s) (*risk*), 264  
   de deslizamiento, 263  
   de inundaciones, 335  
     en España, 340  
   kársticos, 220  
   sísmico, 74  
   volcánico, 119  
*Rift valleys*, 39  
*Rillenkarren*, 183  
 Rimaya, 464  
*Rinnenkarren*, 183  
 Ríos  
   de bloques, 542  
   desérticos, 779  
*Ripples*, 358  
 Rocas aborregadas, 473  
 Rodadura, 357  
 Rompientes, 400



Rotura de presa, 81  
*Rundkarren*, 184  
*Ruz*, 35

## S

Sabkhas litorales, 640, 652  
*Sackung*, 245  
Salinidad, 410  
Salinización, 659  
Saltación, 357  
*Sandar*, 100  
*Sandur*, 504  
Saprolito, 146  
*Sebkha*, 640  
Sedimentación  
    fluvial, 304, 685  
    glaciar, 486  
Sedimento-eustático, 398  
Sensibilidad, 12  
Serie de Goldich, 144  
Silcreta(s), 386, 590, 669  
Sinclinal colgado, 35  
Sinuosidad, 292  
Sistema(s)  
    abierto, 536  
    cerrado, 536  
    climático de la Tierra, 709  
    de canales fluviales, 292  
    de dunas, 787  
    de Posicionamiento Global, 60  
    fluvial(es), 278, 768, 800  
        en las áreas periglaciares, 759  
    fluvioglaciar, 494  
    geomorfológicos, 10  
    lacustres, 656  
Sobreimposición, 37  
Sobrepastoreo, 661  
Socavación basal, 681  
Socavamiento basal, 152, 618  
Sodificación, 659  
*Soil flows*, 247  
Solfataras, 101  
Solubilidad  
    de la calcita, 179  
    del dióxido de carbono, 179  
Sondeos  
    en los casquetes de hielo, 739  
    en sedimentos de mar profundo, 739  
*Spitzkarren*, 183  
Subsidencia, 80, 726  
    de origen antrópico, 657  
Suelos, 386  
    estriados, 534  
    ordenados, 532, 577

Superficie(s)  
    basal de meteorización, 147  
    de erosión, 51  
    de las zonas áridas, 574  
    exhumadas, 692  
Superinterglaciar, 716  
Surcos, 286  
Susceptibilidad sísmica, 74

## T

Tablas de corrosión, 184  
Tafonis, 152  
*Talik*, 519  
Tamaños, 355  
Tasas de erosión, 628  
Técnicas  
    arqueológicas, 58  
    en Geomorfología Tectónica, 55  
    geodésicas, 58  
    geofísicas, 56  
Tectónica  
    activa, 48  
    de placas, 27, 87  
Tectono-eustatismo, 398  
Temperatura, 410  
Teoría de la subsidencia, 411  
Termitas, 141, 680  
Termocircos, 548  
Termoclastismo, 133  
Terracettes, 240  
Terraza(s)  
    apareadas, 320  
    de acumulación, 320  
    de crioplanación, 538  
    de kame, 503  
    erosivas, 320  
    fluviales, 50, 70, 319  
    marinas, 50, 72  
    múltiples, 325  
    superpuestas, 325  
    talasostáticas, 325  
Terremotos, 260  
    morfogenéticos, 49  
*Till*, 488  
Tipo(s)  
    alpino, 477  
    compuesto, 478  
    de canales, 295  
    de movimientos de masa, 233  
    intrusivo, 478  
    islándico, 478  
Topografía  
    de colinas y lagos, 481  
    de *kame* y *kettle*, 504  
    kárstica glaciar, 495



Tormentas  
     convectivas, 327  
     de polvo, 385  
 Tornado, 388  
*Tors*, 615  
 Transformación de nieve en hielo, 455  
 Transgresión Flandriense, 399  
 Transpiración, 594  
 Transporte  
     de sedimentos, 688  
     y sedimentación, 385  
 Travertinos, 197  
 Trazadores, 201  
 Trenzados, 292  
 Trincheras, 56  
*Trittkarren*, 184  
 Tsunamis, 50, 81, 116, 402  
 Túmulos, 105, 650  
 Turbidez, 410  
 Turismo, 424  
*Tuyas*, 99

## U

Umbral(es), 286, 479  
     de fluido, 356  
     de impacto, 356  
     de la energía crítica del agua, 311  
     geomórfico, 11  
 Urbanización, 351, 723  
 Uso(s), 424  
     del suelo, 776

## V

Valles, 35  
     alógenos, 197  
     asimétricos, 70, 551  
     ciegos, 199  
     colgados, 479  
     de fondo plano, 552  
     de *sandar*, 504  
     en cuna, 552  
     en saco, 199  
     glaciares, 477  
         alpinos, 749  
     secos, 199  
     semiciegos, 199  
     tectónicos, 68  
 Variaciones de nivel del mar, 397

Varillaje de sombrilla, 118  
 Varvas, 505  
 Vegetación, 259, 592  
 Velocidades  
     de meteorización, 150  
     de retroceso de cornisas, 621  
 Ventifactos, 360  
 Vertederos, 724  
 Viento, 719  
 Viscosidad, 91  
 Volcanes  
     de lava ácida, 112  
     de lava básica, 111  
 Volcanismo, 399  
 Vuelco, 237  
 Vulnerabilidad, 74, 264  
     de los edificios, 78

## W

Walther Penck, 6  
 William Morris Davis, 4

## Y

*Yardang*, 361

## Z

*Zibars*, 378  
 Zona  
     de alitización, 145  
     de baja velocidad, 21  
     de bisialitización, 145  
     de monosialitización, 145  
     de subducción, 88  
     intertropical, 668  
 Zonal, 446  
 Zonas  
     áridas, 591  
         del mundo, 569  
     de Benioff-Wadati, 28  
     de meteorización, 149, 443  
     de nivel del mar, 755  
     hiperáridas, 569  
     morfoclimáticas, 448  
     semiáridas, 569  
     transformantes, 29  
 Zoogeomorfología, 139